



# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

---

**Présentée et soutenue par :**

**Maxime DANIEL**

**le** vendredi 17 novembre 2017

**Titre :**

Villes, climat urbain et climat régional sur la France : étude par une  
approche de modélisation climatique couplée

---

**École doctorale et discipline ou spécialité :**

ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

**Unité de recherche :**

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589)

**Directeur/trice(s) de Thèse :**

Aude Lemonsu (Chargée de recherche)

Michel DÉQUÉ (IGPEF)

Valéry MASSON (ICPEF)

**Jury :**

Céline MARI (Directrice de Recherche) -  
Sophie BASTIN (Chargée de Recherche) -  
Yves RICHARD (Professeur des universités) -  
Rafiq HAMDY (Senior Researcher) -  
Robert VAUTARD (Directeur de Recherche) -

Présidente du Jury  
Rapporteuse  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur



## Remerciements

Je tiens à remercier en premier ma famille qui m'a aidé et soutenu tout au long de mes études et en particulier au cours de cette thèse. Je les remercie pour tout et en particulier pour leur présence lors de ma soutenance et du week-end à Toulouse qui s'en suivit.

Je remercie évidemment Aude avec qui l'aventure a commencé, d'abord en stage puis en thèse. Je te remercie de m'avoir fait confiance et de m'avoir laissé la possibilité d'effectuer ma césure entre mon stage et le début de la thèse. Merci de m'avoir initié à la recherche et d'avoir partagé ta connaissance du climat urbain. Merci pour ton encadrement au top, notamment lors des phases de rédaction.. Merci ensuite à Valéry pour ton enthousiasme et ton regard avisé à la fois sur mon travail de stage et sur ma thèse. Merci pour l'aide que tu m'as apporté dans la compréhension des questions urbaines. Merci à Michel qui m'a initié aux questions climatiques et qui m'a transmis à chaque fois que besoin une part de ses connaissances. Merci pour ton aide et tes analyses, en particulier pour tes cours de statistiques.

Je suis également redevable envers deux personnes sans qui cette thèse n'aurait pu aboutir. Merci à Antoinette et Sébastien. Merci Antoinette pour ta disponibilité, ta bonne humeur, c'était un plaisir de venir te voir dès que j'avais un problème. Merci pour le débogage ! Merci Sébastien pour ta grande disponibilité également, pour tes compétences techniques mais surtout pour m'avoir expliqué les bases de la physique atmosphérique.

Je remercie Sam, Yann et Julien, pour leurs aides et conseils lors de mes comités de thèse mais également en dehors. Merci Sam, pour ton dynamisme et ton enthousiasme envers la recherche et les questions urbaines. Merci Yann, pour ton appui et ta connaissance du modèle opérationnel. Merci Julien pour tes avis extérieurs et ton regard sur mon travail de thèse.

Je remercie enfin Régine et Anita. Merci pour votre soutien administratif remarquable et pour votre aide au quotidien.

Je tiens également à remercier l'ensemble des personnes que j'ai côtoyé dans le cadre de cette thèse, que ce soit à travers les pauses cafés, les conférences, les repas thésards, les pauses sportives. Merci Emilie pour les nombreuses discussions socio-environnementales qu'on a pu avoir. Merci Adrien, Laura, Sylvain pour vos encouragements de premières heures.

Merci à Quentin et Maxime d'avoir autorisé des intrusions dans vos bureaux pour mes pauses lors de la phase de rédaction. Merci à vous d'avoir contribué à mon alimentation. Merci Maxime pour les parts de gateaux et merci Quentin pour ton chocolat !

Merci Titi de m'avoir accompagné, compris, motivé, encouragé, supporté, levé.. Merci d'avoir relu l'intégralité de mon manuscrit. Merci d'avoir été là, j'ai hâte de poursuivre l'aventure avec toi. Merci !

---



## Résumé

Les villes jouent un rôle majeur dans le changement climatique à l'échelle globale au travers des émissions de gaz à effet de serre qu'elles génèrent. Mais elles peuvent aussi influencer le climat aux échelles locale et régionale car elles traduisent une altération des modes d'occupation des sols qui modifie les échanges thermodynamiques entre la surface et l'atmosphère.

Les études d'impacts en milieu urbain se concentrent principalement sur les effets du changement climatique sur le climat local des villes (et plus largement, sur un ensemble de dimensions environnementales) selon des approches ne tenant pas compte des rétroactions potentielles. Les hautes résolutions horizontales atteintes aujourd'hui par les modèles de climat régionaux rendent légitime et pertinent d'inclure une modélisation explicite des villes dans ces modèles pour traiter les interactions ville/climat.

Le couplage du modèle de climat régional ALADIN à 12 km de résolution avec la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX intégrant le modèle de canopée urbaine TEB permet d'évaluer l'impact de l'urbanisation à l'échelle régionale. L'analyse de sensibilité comparant différentes approches de modélisation des zones urbaines montre que les villes modifient significativement la température de l'air proche de la surface. Les plus grandes agglomérations françaises induisent un réchauffement le jour et la nuit, qui s'étend au-delà des limites de la ville et affecte l'environnement à l'échelle régionale. La comparaison des simulations à de longues séries d'observation sur la région parisienne révèle que la modélisation explicite des processus urbains avec TEB reproduit mieux la dynamique journalière de l'îlot de chaleur urbain et son intensité en phase nocturne que l'approche conventionnelle des modèles de climat décrivant les villes comme de la roche.

L'activation de TEB dans le modèle ALADIN permet donc de mieux représenter l'impact des villes sur le climat régional. Néanmoins, les études d'impacts du changement climatique sur les villes nécessitent une descente d'échelle complémentaire. Une simulation a été réalisée avec le modèle AROME couplé à SURFEX(TEB) à 2.5 km puis 1.3 km de résolution sur l'agglomération toulousaine pour la période couvrant la campagne expérimentale CAPITOUL (2004-2005). Les bénéfices de la paramétrisation urbaine sont confirmés à ces échelles. Les tests de sensibilité réalisés sur les différentes versions de TEB mettent en lumière la forte sensibilité des performances du modèle à la qualité des simulations atmosphériques AROME et à la précision des données de surface. Pour ces résolutions et avec les bases de données actuelles, les paramétrisations les plus sophistiquées de TEB (échanges turbulents dans la canopée urbaine, énergétique du bâtiment, végétation explicite) n'apportent pas d'amélioration par rapport à la version historique voire dégradent les résultats.

Il reste donc des voies d'amélioration à explorer pour la configuration AROME-Climat avec SURFEX(TEB), aussi bien sur la physique et la dynamique du modèle atmosphérique que sur la qualité des bases de données. En parallèle, différentes méthodes de descente d'échelle à très haute résolution sur les villes sont envisagées pour raffiner encore les études d'impacts.

---

## Abstract

Greenhouse gas emissions generated by cities play a major role in climate change at a global scale. But cities can also influence the climate at the local and regional scales as they reflect an alteration of land-use that modifies the thermodynamic exchanges between the surface and the atmosphere.

Impact studies in urban areas focus mainly on the effects of climate change on the local climate of cities (and more broadly on a range of environmental dimensions) using approaches that do not account for the feedback with the atmosphere. The high horizontal resolutions reached by regional climate models make it relevant to include explicit modeling of cities to address city/climate interactions.

Coupling the ALADIN regional climate model ALADIN (12 km horizontal resolution) with the SURFEX modeling platform integrating the model of urban canopy TEB allows to evaluate the impact of the urbanization at the regional scale. Sensitivity analyses that compare different urban canopy modeling shows that cities significantly modify the near-surface air temperature. The largest French cities induce a warming day and night, which extends beyond the limits of the city and affects the environment on a regional scale. Comparison of the simulations with long-term time series of observations on the Paris region reveals that the explicit modeling of urban processes with TEB improve the daily dynamics of the urban heat island and its nocturnal intensity compare to the conventional approach of climate models that describes cities as rock.

The activation of TEB in the ALADIN model thus makes it possible to represent the impact of cities on the regional climate. Nevertheless, impact studies of climate change on cities require a further downscaling. A simulation was carried out with the AROME model coupled with SURFEX (TEB) at 2.5 km and 1.3 km resolution on the agglomeration of Toulouse for the period covering the CAPITOUL experimental campaign (2004-2005). The benefits of urban parametrization are confirmed. The tests carried out on the different versions of TEB highlight the high sensitivity of the model's performance to the quality of the AROME atmospheric simulations and the accuracy of the surface description. For these resolutions and with the current databases, the most detail parametrization of TEB (turbulent exchanges in the urban canopy, building energy budget, explicit vegetation) do not seem relevant compared to the historical version.

New developments could thus benefit to the AROME-Climat configuration with SURFEX (TEB). In particular, The physics and dynamics of the atmospheric model as well as the accuracy of the databases could be improved. At the same time, various downscaling methods at very high resolution on the cities are envisaged to enhance the spatial resolution needed by the impact studies.

---

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Contexte et modélisation du climat</b>	<b>5</b>
1.1 Le climat . . . . .	6
1.2 Le changement climatique . . . . .	7
1.3 Le climat urbain . . . . .	10
1.4 Evolution du climat urbain . . . . .	15
1.5 Rétroaction du climat urbain vers le climat . . . . .	16
1.6 La modélisation numérique . . . . .	17
1.6.1 La modélisation du climat . . . . .	19
1.6.2 La modélisation du climat urbain . . . . .	21
1.6.3 Etat de l’art des modélisations couplées climat régional / climat urbain . . .	23
<b>2 Présentation des modèles numériques utilisés</b>	<b>27</b>
2.1 Modèles de climat régionaux . . . . .	29
2.1.1 ALADIN-Climat . . . . .	29
2.1.2 AROME-Climat . . . . .	34
2.2 Système de modélisation des surfaces continentales SURFEX . . . . .	37
2.2.1 Modèle de sols naturels et végétation ISBA . . . . .	38
2.2.2 Modèle de canopée urbaine TEB . . . . .	40
2.2.3 Modélisation des lacs, des mers et océans . . . . .	47
2.2.4 Initialisation . . . . .	48
<b>3 Étude des interactions entre ville et climat à l’échelle régionale</b>	<b>53</b>
3.1 Apport d’une paramétrisation urbaine explicite dans la modélisation climatique ré- gionale pour étudier les interactions entre ville et climat . . . . .	54
3.1.1 Résumé de l’article . . . . .	54
3.1.2 Article . . . . .	56
3.1.3 Informations complémentaires . . . . .	86

3.1.4	Evaluation complémentaire . . . . .	89
3.2	Impact des conditions atmosphériques sur l'îlot de chaleur . . . . .	91
3.2.1	Une dépendance saisonnière . . . . .	91
3.3	Interactions entre ville et climat en période d'évènements extrêmes . . . . .	94
3.3.1	Présentation des évènements extrêmes étudiés . . . . .	94
3.3.2	Effets urbains pendant les vagues de chaleur . . . . .	95
3.3.3	Effets urbains pendant les vagues de froid . . . . .	98
3.4	Conclusions . . . . .	98
<b>4</b>	<b>Étude du climat urbain à l'échelle d'une ville</b>	<b>101</b>
4.1	Bénéfices d'une descente d'échelle . . . . .	102
4.2	Présentation des données d'observation . . . . .	104
4.2.1	Données pluviométriques spatialisées COMEPHORE . . . . .	104
4.2.2	Ré-analyse atmosphérique UERRA . . . . .	105
4.2.3	Campagne de mesures CAPITOUL en milieu urbain . . . . .	106
4.3	Evaluation du modèle AROME sur la région toulousaine . . . . .	110
4.3.1	Evaluation de la configuration opérationnelle . . . . .	110
4.3.2	Sensibilité aux paramètres de surface . . . . .	118
4.4	Modélisation des processus urbains . . . . .	124
4.4.1	Apports d'un modèle de canopée urbaine . . . . .	125
4.4.2	Apports d'un schéma de couche limite urbaine . . . . .	132
4.4.3	Etude des interactions à l'intérieur du canyon urbain . . . . .	135
4.5	Sensibilité à la résolution horizontale . . . . .	141
4.5.1	Evaluation générale . . . . .	144
4.5.2	Représentations des processus urbains . . . . .	149
4.6	Discussion . . . . .	154
4.6.1	Cartographie de l'îlot de chaleur urbain . . . . .	154
4.6.2	Amélioration des performances atmosphériques . . . . .	156
4.6.3	Apport de la résolution et amélioration des données de surface . . . . .	157
4.6.4	Perspectives . . . . .	159
	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>161</b>
4.7	Conclusions . . . . .	161
4.8	Perspectives . . . . .	163
	<b>Annexes</b>	<b>165</b>
A	Influence des régimes de temps sur l'îlot de chaleur . . . . .	166
B	Présentation des paramètres de surface . . . . .	167

---



C	Sensibilité aux paramètres de surface . . . . .	169
C.1	Influence des données d’occupation du sol pour le site de Saint-Sardos . . . .	169
C.2	Influence du schéma de végétation pour le site du Fauga . . . . .	170
D	Apport d’un modèle de canopée urbaine . . . . .	171
E	Apport d’un schéma de couche limite urbaine . . . . .	172
E.1	Effet de la paramétrisation TEB-SBL . . . . .	172
E.2	Effet du modèle AROME . . . . .	173
E.3	Effet des paramètres de surface Ecoclimap . . . . .	174
E.4	Températures à deux mètres . . . . .	175
F	Apport d’une végétation interactive . . . . .	176
G	Apport d’une modélisation de l’énergétique du bâtiment . . . . .	177
<b>Références bibliographiques</b>		<b>178</b>



# Introduction

Le climat change : le réchauffement de l’atmosphère et des océans, la diminution de la couverture de neige et de glace, l’augmentation du niveau des mers permettent d’affirmer sans équivoque un réchauffement du système climatique et une modification du climat à l’échelle globale depuis les années 1950 (GIEC, 2014). La rapidité et l’intensité de ces changements sont sans précédent depuis des décennies voire des millénaires. L’augmentation des températures moyennes du globe et la recrudescence des événements extrêmes (vagues de chaleur, précipitations intenses) qui découlent de ces changements sont un risque pour l’humanité et la biodiversité (Bellard et al., 2012). La compréhension des enjeux liés à ce changement est primordiale.

Afin d’anticiper les fluctuations du système climatique, les modélisations numériques du climat se développent. Les modèles de circulation générale sont utilisés pour saisir les causes et prévoir les conséquences des phénomènes climatiques à des échelles de plus en plus précises (100 à 500 km). Des modèles à aire limitée (Giorgi, 1990), appliqués à plus haute résolution spatiale et forcés par des modèles de circulation générale, ont vu le jour afin de comprendre les mécanismes atmosphériques et les interactions surface/atmosphère aux échelles régionales. L’avènement de puissances numériques de calculs très importantes permet aujourd’hui d’exploiter ces modèles et de produire des projections climatiques à des résolutions de 10 à 50 km. De telles résolutions spatiales ont pour objectif d’améliorer la modélisation des champs de précipitations et des températures, mais aussi de mieux représenter les processus de surface et les phénomènes liés à la topographie ou aux modes d’occupation des sols (Essery et al., 2003).

Dans le même temps, l’artificialisation de la surface terrestre, en réponse à la dynamique d’étalement urbain, ne cesse de s’accroître. Si les zones urbaines ne représentent aujourd’hui que 1 à 3 % des surfaces continentales (Liu et al., 2014), l’urbanisation est de plus en plus rapide. Lors de la période actuelle 2000-2030, le taux d’urbanisation devrait être 26 fois plus important que lors de la période 1970-2000 (Seto et al., 2011). Cette expansion renforce les interactions que les villes entretiennent avec les basses couches de l’atmosphère et qui sont à l’origine d’un climat urbain spécifique, et notamment du phénomène d’îlot de chaleur urbain correspondant à une anomalie positive de tem-

pérature entre le centre ville et la campagne environnante (Oke, 1973). Ces conditions peuvent être particulièrement critiques lors d'événements caniculaires (dont la fréquence et l'intensité devraient augmenter significativement au cours du siècle). On a pu le constater en France lors de la canicule d'août 2003 pendant laquelle la surmortalité recensée à Paris a été accentuée par l'îlot de chaleur urbain nocturne et les chaleurs extrêmes en ville (Laaidi et al., 2012).

On s'attend donc à ce que les villes soient soumises conjointement aux effets régionaux du changement climatique global et au climat urbain local déjà en place, amené à évoluer à l'avenir selon l'expansion urbaine. En contre partie, s'il est avéré que les villes modifient le climat à leur échelle, l'étendue spatiale atteinte par les métropoles à travers le monde pose désormais la question de leur impact sur le climat à l'échelle régionale. Les résolutions horizontales désormais atteintes par les modèles de climat régionaux et l'expansion croissante des villes, qui abritent la majorité de la population mondiale, légitiment et motivent grandement l'étude de ces interactions entre villes et climat, qui représentent un enjeu majeur dans le contexte actuel de changement climatique.

Au CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques), les études climatiques régionales font partie intégrante des travaux de recherche depuis plus de 10 ans. Le modèle de climat régional ALADIN-Climat (Colin et al., 2010) appliqué jusqu'à 12 km de résolution connaît de nombreuses applications. Parmi elles, l'étude des précipitations (Colin, 2011) et des aérosols (Nabat, 2014) dans le bassin méditerranéen s'ajoute à la création des projections climatiques régionales nécessaires à l'exercice CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6). Le laboratoire s'engage également dans de nouvelles perspectives avec l'utilisation du modèle AROME - actuellement utilisé pour la prévision numérique du temps sur la France, (Seity et al., 2011) - dans une configuration de simulations climatiques à 2.5 km de résolution qui représente un outil prometteur pour la modélisation des pluies dans le bassin méditerranéen.

L'étude du climat urbain est aussi un thème de recherche phare au laboratoire. Ces travaux regroupent à la fois l'étude des processus à l'intérieur des villes et l'étude de stratégies d'adaptation au changement climatique. Elles se basent sur le modèle TEB (Town Energy Balance, Masson, 2000) qui permet de prendre en compte les interactions spécifiques aux zones urbaines. TEB s'est enrichi au cours des dernières années afin de pouvoir représenter les interactions entre les surfaces artificielles et la végétation urbaine (Lemonsu et al., 2012), de modéliser les processus énergétiques des bâtiments (Bueno et al., 2012) et d'évaluer le confort thermique et la consommation d'énergie dans les villes.

Ce travail de thèse se place à l'intersection de ces deux domaines de recherche, en s'interrogeant sur le rôle que jouent les villes à l'échelle du climat régional et sur la nécessité d'une représentation

détaillée des zones urbaines dans les modèles de climat régionaux. Il s'appuie pour cela sur une configuration de modélisation climatique couplée : le modèle de canopée urbaine TEB a été activé pour la première fois dans le modèle de climat régional ALADIN à 12 km de résolution sur la France puis utilisé avec le modèle AROME à 2.5 et 1.3 km de résolution sur la région toulousaine. L'utilisation d'ALADIN ainsi que la première utilisation d'AROME dans une approche de modélisation climatique permettra l'étude du climat urbain et des rétroactions potentielles des villes sur le climat régional.

La thèse est organisée en cinq chapitres. Le premier chapitre "[Contexte et modélisation du climat](#)" se compose de deux parties. La première présente un aperçu des connaissances actuelles sur l'évolution du climat, les spécificités du climat urbain et les enjeux qui en découlent, la seconde dresse un état de l'art des outils de modélisation numérique pour le climat régional et pour le climat urbain avant de rappeler les principaux résultats des études de modélisation couplées intégrant ces deux composantes. Le second chapitre "[Présentation des modèles numériques utilisés](#)" détaille les outils numériques qui ont été utilisés et analysés au cours de la thèse : les modèles de climat régionaux ALADIN-Climat et AROME-Climat et le modèle de canopée urbaine TEB à travers la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX. Le troisième chapitre "[Étude des interactions climat urbain / climat régional à l'échelle régionale](#)" s'attache à comprendre l'importance des villes dans les enjeux climatiques et à en évaluer leurs impacts à l'échelle de la France avec le modèle ALADIN. Il vise également à quantifier l'apport de la modélisation des villes pour la représentation des processus urbains tels que l'îlot de chaleur. Le quatrième chapitre "[Étude du climat urbain à l'échelle d'une ville](#)" repose sur une descente d'échelle dynamique sur la ville de Toulouse avec le modèle AROME. Il s'interroge sur les bénéfices potentiels de paramétrisations plus sophistiquées du modèle de canopée urbaine dans une simulation climatique à fine échelle afin de simuler au mieux les processus urbains. Le dernier chapitre fait un rappel des conclusions majeures de ce travail et présente différentes perspectives et problématiques qu'il sera nécessaire d'aborder dans la continuité de ce travail de thèse.



# Chapitre 1

## Contexte et modélisation du climat

### Sommaire

---

<b>1.1</b>	<b>Le climat</b>	<b>6</b>
<b>1.2</b>	<b>Le changement climatique</b>	<b>7</b>
<b>1.3</b>	<b>Le climat urbain</b>	<b>10</b>
<b>1.4</b>	<b>Evolution du climat urbain</b>	<b>15</b>
<b>1.5</b>	<b>Rétroaction du climat urbain vers le climat</b>	<b>16</b>
<b>1.6</b>	<b>La modélisation numérique</b>	<b>17</b>
1.6.1	La modélisation du climat	19
1.6.2	La modélisation du climat urbain	21
1.6.3	Etat de l'art des modélisations couplées climat régional / climat urbain	23

---

## 1.1 Le climat

Le climat est défini par l'Académie Française comme l'*ensemble des conditions atmosphériques et météorologiques d'un pays, d'une région*. D'un point de vue scientifique, cette notion doit être précisée. Au cours de cette thèse on définira donc le climat comme un ensemble de conditions météorologiques (température, pression, vent, humidité, précipitations) qui caractérise l'état moyen de l'atmosphère, sa variabilité et ses extrêmes (vagues de chaleur, précipitations intenses). Afin de prendre en compte les diverses variabilités inter-annuelles, l'état moyen doit être statistiquement représentatif; il est donc calculé sur de longues périodes temporelles, typiquement des périodes de 30 ans. L'étude du climat se décline à différentes échelles spatiales. On parle ainsi de climat global lorsque les variables atmosphériques sont examinées sur la totalité du globe, et de climat régional lorsqu'elles ne sont examinées que sur une région particulière (par exemple l'Europe, ou la France). Le climat global est principalement influencé par des échelles spatiales de l'ordre de quelques centaines de kilomètres (100 à 500 km) qu'on appelle "grandes échelles". Le climat régional, bien que dominé également par ces grandes échelles, est aussi influencé par des échelles spatiales plus fines de quelques dizaines de kilomètres. Enfin, lorsque la région d'étude considérée se limite à une zone spécifique telle qu'un domaine montagneux, une forêt, une agglomération urbaine particulière, on parle d'échelle locale. Ces zones restreintes sont caractérisées par des interactions à l'échelle kilométrique.

Quelque soit l'échelle considérée, la surface joue un rôle fondamental dans la circulation atmosphérique notamment à travers la transformation du rayonnement solaire descendant en chaleur et l'apport de vapeur d'eau. A l'échelle globale, les cellules de Hadley et de Walker, entre autres, couplent les phénomènes de surface avec les circulations atmosphériques. A l'échelle kilométrique, l'atmosphère peut être divisée en deux parties. La couche limite atmosphérique caractérise les basses couches de l'atmosphère directement influencées par le forçage de la surface. Elle est le siège d'interactions qui prennent la forme d'échanges turbulents de quantité de mouvement, de chaleur, d'humidité et de particules, et qui ont une influence "rapide" sur l'évolution des variables atmosphériques (selon des constantes de temps courtes de l'ordre de la journée). Au-delà de la couche limite atmosphérique, le reste de l'atmosphère, incluant la troposphère libre, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère, réagit avec des constantes de temps plus longues, de quelques jours à une semaine. Cette région de l'atmosphère est aussi nommée atmosphère libre.

Le travail mené dans le cadre de cette thèse se concentre sur les échelles régionales et locales, à travers l'étude des processus de surface et des interactions entre les surfaces urbaines et les basses couches de l'atmosphère. Il s'intéresse plus particulièrement aux interactions qui peuvent s'établir entre les zones urbaines et la couche limite atmosphérique, à l'origine du climat particulier que l'on nomme climat urbain.



## 1.2 Le changement climatique

Le changement climatique est aujourd'hui avéré et constitue un des enjeux majeurs de notre société. De nombreuses études ont montré l'importance et la rapidité de ce changement, et mis en cause les émissions anthropiques de gaz à effet de serre. Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), dans son dernier Rapport de synthèse, conclut entre autres que (GIEC, 2014) :

- *Le réchauffement du système climatique est sans équivoque et, depuis les années 1950, beaucoup de changements observés sont sans précédent depuis des décennies voire des millénaires. L'atmosphère et l'océan se sont réchauffés, la couverture de neige et de glace a diminué, et le niveau des mers s'est élevé (voir Figure 1.1).*
- *L'influence de l'homme sur le système climatique est clairement établie et, aujourd'hui, les émissions anthropiques de gaz à effet de serre sont les plus élevées jamais observées. Les changements climatiques récents ont eu de larges répercussions sur les systèmes humains et naturels.*
- *Si elles se poursuivent, les émissions de gaz à effet de serre provoqueront un réchauffement supplémentaire et une modification durable de toutes les composantes du système climatique, ce qui augmentera la probabilité de conséquences graves, généralisées et irréversibles pour les populations et les écosystèmes.*
- *Les projections réalisées sur la base de tous les scénarios d'émissions considérés indiquent une augmentation de la température de surface au cours du XXI<sup>e</sup> siècle. Il est très probable que la fréquence et la durée des vagues de chaleur augmenteront et que les précipitations extrêmes vont devenir plus intenses et plus fréquentes dans de nombreuses régions. Les océans vont continuer de se réchauffer et de s'acidifier, et le niveau moyen de la mer de s'élever.*

Ce rapport qui fait état d'une situation préoccupante, n'exclut pas une aggravation et une accélération de ce changement climatique si les pratiques actuelles se poursuivent. Ce changement a et aura donc des conséquences sur les écosystèmes naturels et humains aussi bien aux échelles globale et régionale qu'à l'échelle locale.

### Des conséquences à l'échelle globale

Les effets à l'échelle du globe sont nombreux, allant de la modification des conditions climatiques présentées sur la Figure 1.1 aux impacts sur la biodiversité et la santé. A titre d'exemple, ce changement s'accompagne, à l'échelle du globe, d'une hausse moyenne des températures associée à une augmentation du nombre et de la fréquence des événements extrêmes : précipitations intenses, sécheresses, vagues de chaleur (GIEC, 2014). Le réchauffement serait même en mesure de s'accélérer selon Meehl and Tebaldi (2004) provoquant des modifications de la biodiversité. Le cycle de vie et

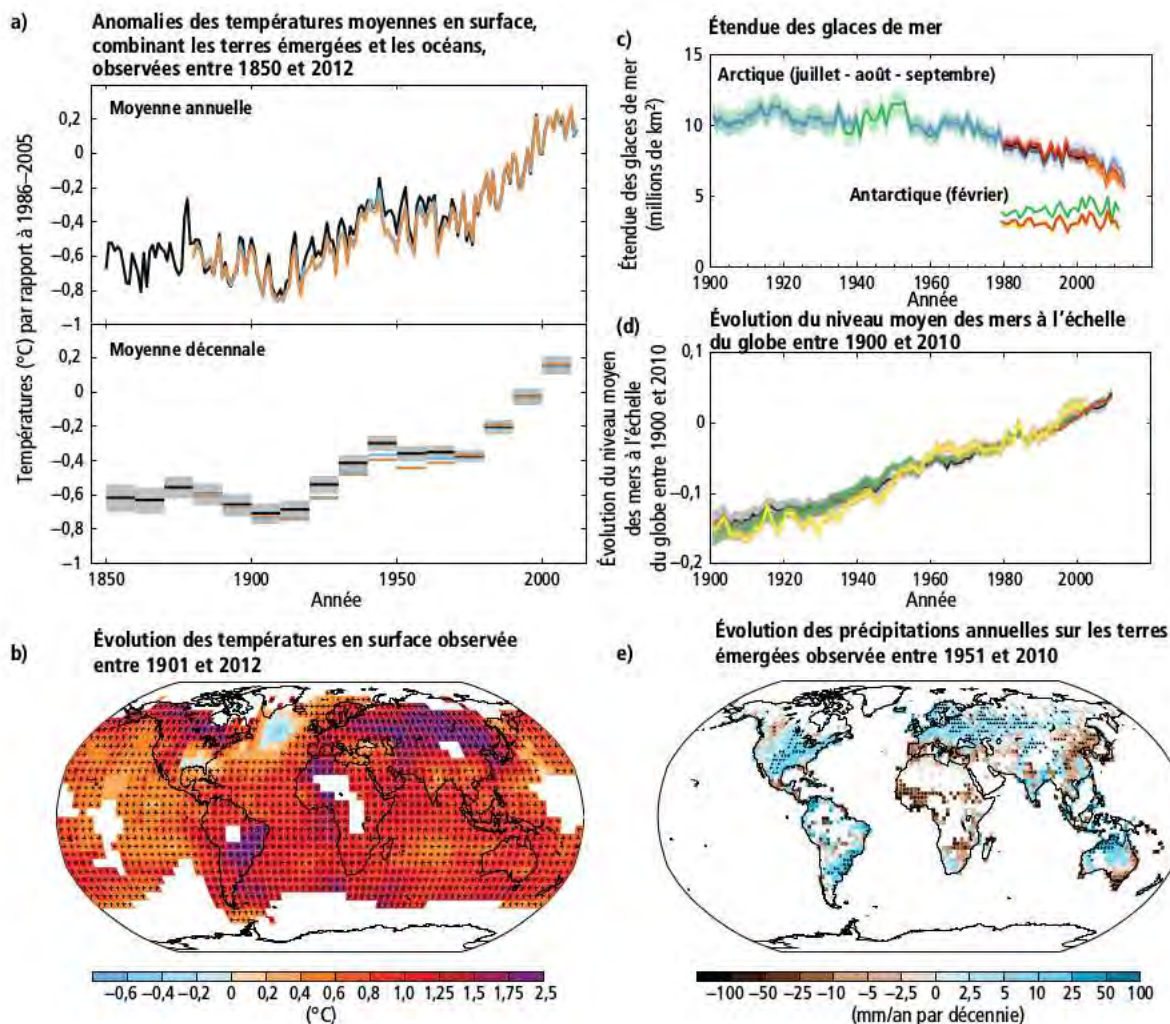


FIGURE 1.1: Différents indicateurs observés de l'évolution du système climatique mondial. a) Anomalies observées des températures moyennes à la surface du globe. b) Évolution des températures en surface observée entre 1901 et 2012. c) Étendue des glaces de mer dans l'Arctique (moyenne de juillet à septembre) et dans l'Antarctique (février). d) Niveau moyen des mers par rapport à la moyenne 1986-2005. e) Évolution des précipitations observées entre 1951 et 2010. Source : [GIEC \(2014\)](#)

la distribution des espèces sont déjà modifiés, ce qui crée une perturbation de leur fonctionnement pouvant engendrer une extinction massive d'espèces (Bellard et al., 2012). Ces conséquences ont des répercussions sur les activités économiques et la santé. McDonald et al. (2011) prévoient ainsi une augmentation de 100 millions d'habitants en manque d'eau potable par rapport à aujourd'hui. Les villes de certaines régions du globe auront du mal à trouver suffisamment d'eau pour répondre aux besoins de leurs résidents, et devront investir massivement pour assurer un approvisionnement en eau adéquat et protéger les écosystèmes d'eau douce pour les générations futures.

### Des conséquences à l'échelle régionale

Les conséquences globales se répartissent de manière non-homogène en fonction des régions et des climats. Ainsi, le rapport du GIEC souligne que ce sont les régions défavorisées qui subissent les premiers les effets du changement climatique. Dans ces pays, le changement climatique devrait provoquer une détérioration des conditions sanitaires, tels que des risques accrus de maladies d'origines alimentaires ou hydriques, et des traumatismes et décès engendrés par des vagues de chaleur plus intenses (GIEC, 2014). Des conséquences sur l'hydrologie sont également attendues avec une fonte plus rapide des glaciers et une augmentation de la température des rivières combinée à une diminution de leurs débits dans le sud-est des États-Unis, l'est de la Chine, l'Afrique australe et le sud de l'Australie van Vliet et al. (2013). A l'échelle du continent européen, une diminution des précipitations estivales couplée à des risques d'inondations pourrait survenir (Christensen et al., 2007). En France métropolitaine, une amplification des événements extrêmes et du nombre de jours de canicule (voir Figure 1.2) est à prévoir (Déqué, 2007) malgré des disparités de températures maximales marquantes selon les régions (Moisselin et al., 2002).

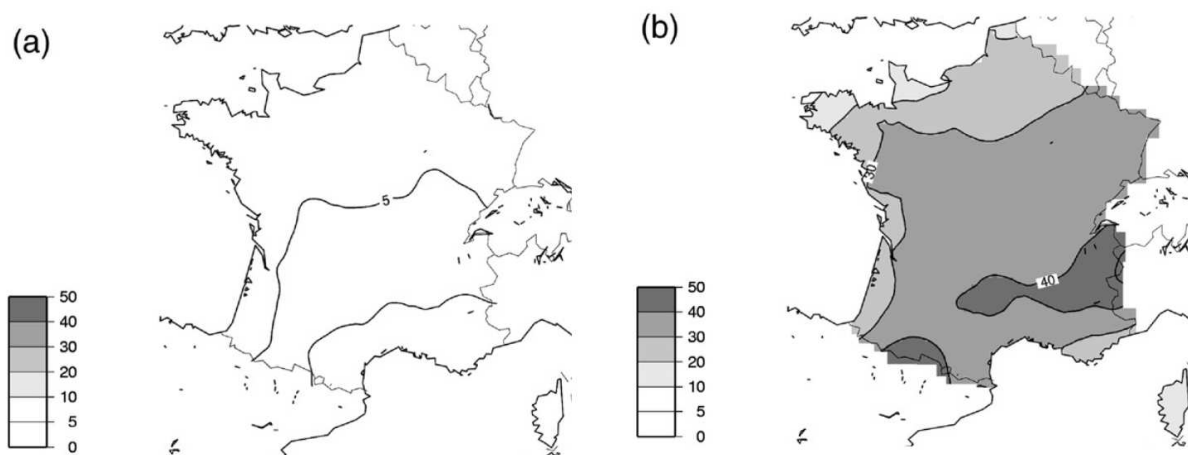


FIGURE 1.2: Nombre annuel de jours de canicule simulés sur la France en climat présent 1961-1990 (a) et en climat futur 2071-2100 pour le scénario d'émission A2 (b). Source : Déqué (2007)

### Des conséquences à l'échelle locale

A des échelles spatiales plus locales, les études d'impacts prises en compte par le GIEC (2014) montrent que le changement climatique devrait amplifier les risques pour les personnes, les écosystèmes et les économies. A titre d'exemple, dans le bassin parisien, l'augmentation, par rapport à aujourd'hui, en durée et en intensité des périodes de canicule pour la période 2070-2100 (Beaulant et al., 2012; Lemonsu et al., 2013), accentuerait les risques liés au stress thermique. La montée des niveaux de la mer et les précipitations intenses dans certaines régions pourraient causer des inonda-

tions le long des côtes et à l'intérieur des terres (GIEC, 2014). Dans les Alpes, Gobiet et al. (2014) prévoient un réchauffement de 0.25 °C par décennie jusqu'à la moitié du 21ème siècle, s'accroissant par la suite à 0.36 °C par décennie. Selon cette même étude, ce réchauffement sera probablement associé à des précipitations plus intenses et un potentiel d'inondation plus précoce dans l'année. Il entraînera aussi une diminution de la couverture de neige au-dessous de 1500-2000 m d'altitude et une retraite des glaciers. D'un point de vue humain, le rapport du GIEC souligne des risques liés à l'approvisionnement en eau et en énergie dans les zones urbaines et rurales.

Parmi les divers impacts attendus face aux effets du changement climatique, les enjeux humains et sociétaux sont aujourd'hui au cœur des préoccupations du GIEC. Les villes, qui concentrent la majorité de la population mondiale, sont donc le siège d'études approfondies. Sans compter qu'à cette échelle locale, les interactions entre l'atmosphère et les zones urbaines développent un climat urbain particulier qui peut encore accroître les conséquences du changement climatique, notamment dans les régions densément peuplées (Europe, Amérique du nord, Chine, métropoles et mégapoles).

### 1.3 Le climat urbain

Le climat urbain se caractérise par une couche limite atmosphérique particulière que l'on appelle couche limite urbaine. Le développement de cette couche varie quotidiennement de quelques centaines de mètres d'épaisseur la nuit jusqu'à plusieurs kilomètres en journée (Dupont et al., 1999). Les conditions météorologiques sont différentes entre la ville et son environnement. Ainsi, en milieu urbain, la couche limite urbaine donne naissance à un microclimat distinct qui se caractérise principalement par ce qu'on appelle communément l'îlot de chaleur urbain.

#### L'îlot de chaleur urbain

On appelle îlot de chaleur urbain (voir Figure 1.3) la différence de température qui s'établit entre la ville et sa périphérie. Cette différence est généralement positive, la ville est donc plus chaude que la campagne, mais peut être négative dans certains cas, on parle alors d'îlot de fraîcheur. Les surfaces imperméables présentes en milieu urbain (routes, bâtiments) stockent pendant la journée l'énergie solaire reçue et la redistribuent la nuit, créant donc une hausse de température dans les zones urbanisées (Oke, 1976; Gartland, 2012). Ce phénomène observé pour la première fois à Londres en 1820 (Landsberg, 1981) a depuis été largement documenté, notamment par Stewart (2011) qui retrace la chronologie de son étude.

A travers la lecture des différentes études scientifiques, on peut diviser l'îlot de chaleur urbain en trois catégories :

- L'îlot de chaleur urbain souterrain définit la différence de température entre le sous-sol de la ville et le sous-sol de la campagne environnante (Taniguchi et al., 2008).
- L'îlot de chaleur urbain de surface caractérise les différences de températures entre les surfaces urbaines (routes, murs, toits) et les surfaces naturelles (sol, végétation). Ce phénomène est notamment observé à l'aide des produits satellitaires (Peng et al., 2011).
- L'îlot de chaleur urbain "atmosphérique" (ainsi nommé par Stewart (2011)) correspond à l'écart de température entre l'air en milieu urbain et l'air en milieu rural, et est habituellement mesuré près de la surface au niveau des piétons. Dans le cadre de cette thèse, c'est de cet îlot de chaleur uniquement dont il sera question et on le nommera ICU. Il est essentiellement nocturne et dépendant des conditions atmosphériques. Il s'intensifie par temps de ciel clair sans vent et peut atteindre par exemple 4 °C en hiver à Toulouse (Masson et al., 2008) et même 8 °C à Paris lors de la canicule en 2003.

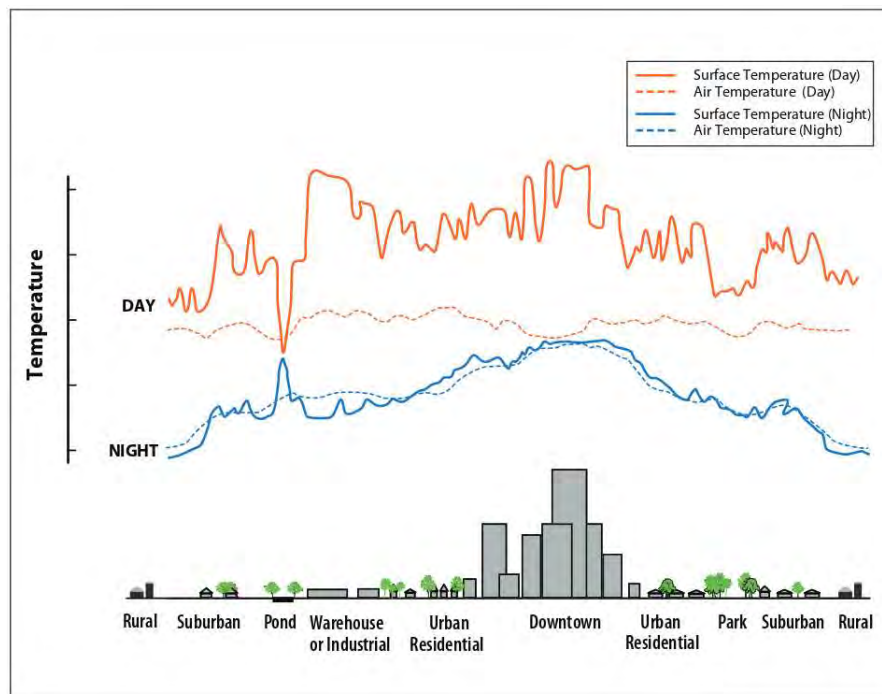


FIGURE 1.3: Schéma simplifié montrant l'évolution des températures de l'air et de la surface au cours de la journée avec la présence d'un îlot de chaleur urbain. Source : EPA (United States Environmental Protection Agency) (<https://www.epa.gov/heat-islands>) d'après Voogt (2002))

Le climat urbain est également caractérisé par une couche limite de surface qui est le siège d'interactions particulières entre l'atmosphère et les zones urbaines. Cette couche de surface est subdivisée en trois sous-couches (Oke (1976), voir Figure 1.4) et comprend : la sous-couche inertielle qui caractérise le haut de la couche limite urbaine et est affectée par la structure globale de la zone urbaine à travers sa rugosité moyenne ; la sous-couche rugueuse, au-dessous de la sous-couche inertielle, qui



est définie par des flux turbulents inhomogènes et s'établit entre le sommet des bâtiments et 1.5 à 4 fois leur hauteur (Grimmond and Oke, 1999); et la couche limite de canopée urbaine qui qualifie la couche d'atmosphère comprise entre le sol et le sommet des bâtiments. Cette dernière couche est influencée par les caractéristiques du paysage urbain : la géométrie et l'agencement des éléments urbains, les revêtements et matériaux, les caractéristiques des sols naturels et de la végétation. Cette zone concentre les habitants et les activités humaines, elle est donc la plus importante du point de vue des impacts sur la population.

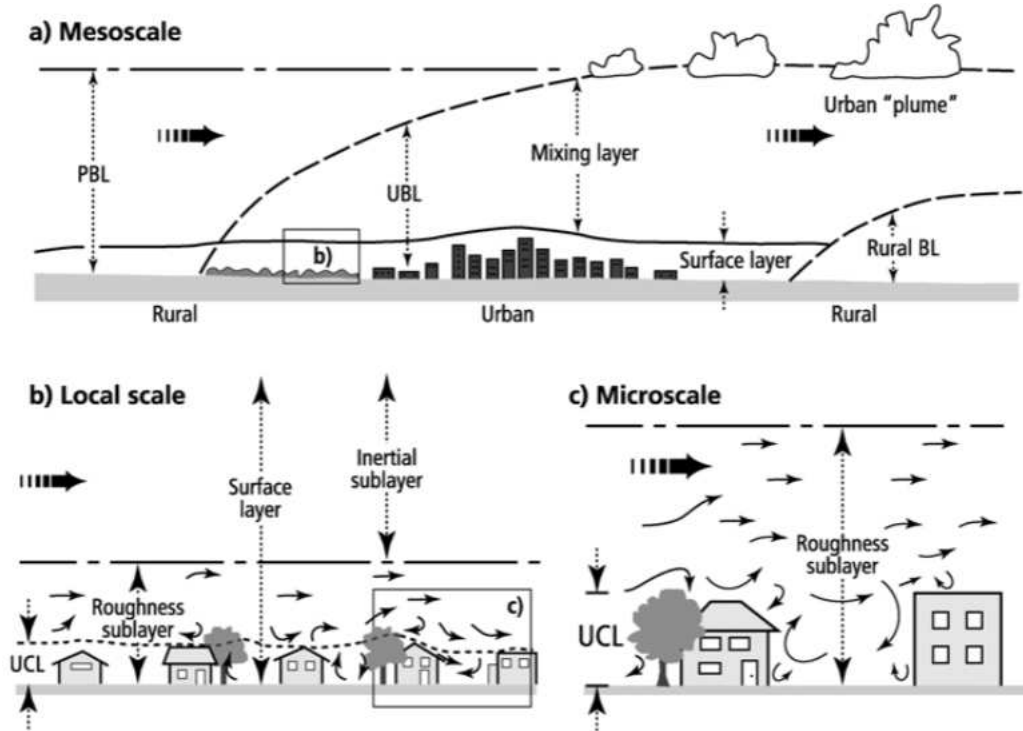


FIGURE 1.4: Source : Piringier et al. (2002) d'après Oke (1976)

### Les causes de l'îlot de chaleur urbain

La création d'un îlot de chaleur vient d'une modification du bilan d'énergie dans les villes. Ce bilan d'énergie pour un environnement naturel peut s'exprimer ainsi :

$$RN = H + LE + G + Adv \quad (1.1)$$

RN est le rayonnement net défini comme l'énergie absorbée par la surface considérée, et issu du bilan radiatif entre les rayonnements solaire et infrarouge descendants (SWd et LWd) et montants (SWu et LWu) :

$$RN = SWd + LWd - SWu - LWu \quad (1.2)$$

$H$  le flux de chaleur sensible,  $LE$  le flux de chaleur latente,  $G$  le flux de stockage de chaleur dans le sol, et  $Adv$  le flux net d'advection horizontale de chaleur par le vent (qui peut être négligé lorsque le site est homogène).

En milieu urbain, le métabolisme des individus et les activités humaines comme l'usage de la climatisation et du chauffage, le trafic routier et les activités industrielles contribuent, à travers une modification du bilan d'énergie, au réchauffement des villes. Dans ce cas, le bilan d'énergie inclut un terme source supplémentaire intégrant l'ensemble de ces contributions, noté  $F_{anth}$  et appelé flux de chaleur anthropique :

$$RN + F_{anth} = H + LE + G + Adv \quad (1.3)$$

Notons que pour les zones urbaines,  $G$  est le flux de stockage de chaleur dans le sol et les bâtiments.

Le flux anthropique peut jouer un rôle important sur l'îlot de chaleur urbain sous certaines conditions, par exemple en hiver lorsque la contribution du chauffage est très importante, ou pour certaines villes asiatiques équipées massivement en climatiseurs. Néanmoins, ce n'est pas la source principale de l'îlot de chaleur urbain. Ce dernier est essentiellement dû au remplacement des surfaces dites perméables (forêts, cultures, prés) par des couverts imperméables (routes, bâtiments) qui modifient la redistribution du rayonnement net entre les flux de chaleur sensible, de chaleur latente et de stockage de chaleur. Les processus à l'origine des causes de l'ICU ont été détaillés et présentés par [Stewart and Oke \(2012\)](#) et la hausse de température expliquée en cinq points (voir Figure 1.5) :

- Stockage de chaleur plus important : les propriétés radiatives (albédo, émissivité) et thermiques (capacité thermique) des routes et des bâtiments favorisent une absorption du rayonnement solaire, et la structure 3D de la ville augmente la surface d'échange (et donc d'absorption) avec l'atmosphère.
- Piégeage radiatif : la structure 3D de la ville emprisonne une partie du rayonnement solaire et terrestre qui n'est plus rejeté vers l'atmosphère mais se réfléchit sur les différentes parois. Ce piégeage est notamment présent pour des rues étroites bordées de grands bâtiments.
- Diminution du vent : la rugosité élevée de la ville engendre une diminution du vent pouvant atteindre -50 % ([Gartland, 2012](#)) et réduit donc les échanges de chaleur par convection entre la ville et l'atmosphère.
- Modification de la répartition des flux d'énergie : le rapport de Bowen ( $Bo=H/LE$ ) est inversé entre la ville et la campagne. En zones rurales, le flux de chaleur latente lié à l'évapotranspiration des sols et de la végétation est important alors que les flux de stockage de chaleur et

de chaleur sensible sont limités ( $Bo < 1$ ). A l'inverse en ville, l'absence de zones humides (évacuation de l'eau dans les réseaux d'assainissement) et de végétation limite le flux de chaleur latente et favorise les flux de stockage de chaleur et de chaleur sensible ( $Bo > 1$ ).

- Flux de chaleur anthropique : le trafic routier, les activités industrielles et l'utilisation des climatiseurs et du chauffage rejettent de la chaleur dans l'atmosphère, ce qui favorise l'îlot de chaleur urbain.

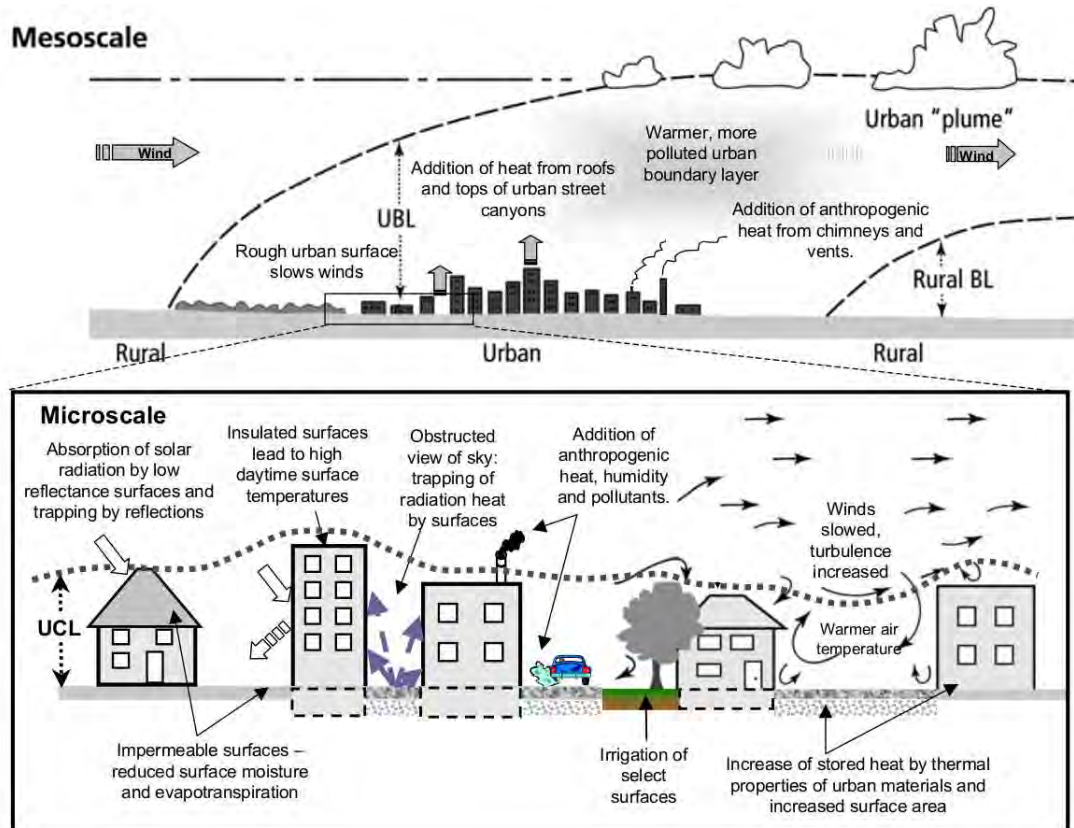


FIGURE 1.5: Illustration des causes de l'îlot de chaleur urbain. Source : D'après James Voogt (2007) pour l'EPA (United States Environmental Protection Agency : [https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa\\_how\\_to\\_measure\\_a\\_uhi.pdf](https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa_how_to_measure_a_uhi.pdf))

### Une dépendance météorologique et climatique

A travers le détail des conditions favorisant le développement d'un îlot de chaleur urbain, on comprend que ce dernier est d'abord contrôlé par les conditions météorologiques puis par la typomorphologie particulière à la ville. En effet, alors que l'ICU est favorisé par des conditions anticycloniques, il est limité lors de conditions nuageuses qui minimisent l'apport de rayonnement solaire (Morris et al., 2001; Alonso et al., 2007). Lors de la présence de vents forts favorisant l'advection de chaleur au dessus de la ville et les échanges convectifs ville/atmosphère, l'ICU est également faible



(Alonso et al., 2007; Memon and Leung, 2010).

En outre, en influençant l'humidité des sols, les propriétés physiologiques de la végétation, et donc la température de l'air, les conditions climatiques jouent un rôle non négligeable dans la formation d'un îlot de chaleur urbain. Une température rurale élevée donnera en effet un îlot de chaleur faible. L'ICU est donc également contrôlé par l'environnement immédiat de la ville : cultures (irriguées ou non), prés, sols nus, forêts, mer.

### Des enjeux sanitaires

L'îlot de chaleur urbain a évidemment des conséquences économiques liées à l'augmentation de la consommation en climatisation ou à la diminution de la consommation en chauffage (Taha, 1997). Mais il sous-tend également d'importants enjeux sanitaires et humains. En chimie atmosphérique, les fortes températures favorisent les réactions chimiques à l'origine de la production d'ozone. Ainsi, Lai and Cheng (2009) ont mis en évidence une augmentation de la pollution de l'air lors d'ICUs intenses, pollution responsable de nombreuses affections et maladies (Anderson et al., 2012). De plus, l'ICU a un impact direct sur le confort thermique de la population. Cet impact est d'autant plus négatif en période de canicule où les conditions sont déjà critiques. Ainsi, lors de la canicule 2003, la surmortalité recensée à Paris est en partie imputable à l'îlot de chaleur urbain nocturne et aux chaleurs extrêmes (Laaidi et al., 2012).

## 1.4 Evolution du climat urbain

Comme on vient de le voir, les impacts du changement climatique se déclinent de l'échelle globale à l'échelle locale. Les zones urbaines sont nécessairement impactées, notamment par l'augmentation de la température et la fréquence des événements extrêmes.

Lors des périodes de vague de chaleur, les conditions anticycloniques créent un déficit d'humidité dans les sols qui empêche le rafraîchissement de l'air par évaporation et s'ajoute à la réduction de l'intensité du vent (Li and Bou-Zeid, 2013). Ces deux phénomènes induisent des températures élevées à l'échelle régionale qui favorisent des situations de fort stress thermique pour les populations. En outre, la recrudescence et l'intensification attendues des canicules sont d'autant plus préoccupantes pour les villes et les populations urbaines que les températures élevées atteintes lors de ces événements sont exacerbées pendant la nuit par l'îlot de chaleur urbain (Li and Bou-Zeid, 2013). Notamment, l'étude de Lemonsu et al. (2013) sur la bassin parisien montre une augmentation très significative du nombre de nuits chaudes ( $T_{min} > 20^{\circ}\text{C}$ ) et de nombre de jours en alerte canicule à la fin du siècle, avec des tendances beaucoup plus marquées pour les zones urbanisées que pour le reste de la région.

Le GIEC (2014) souligne dès lors l'importance d'envisager certains outils d'atténuation et d'adaptation possible afin de créer des villes plus respectueuses de l'environnement et de faire face aux

synergies entre vague de chaleur et îlot de chaleur urbain, pour préserver les populations et les écosystèmes urbains.

### Atténuation de l'îlot de chaleur urbain

La croissance démographique mondiale favorise l'expansion urbaine, qui pourrait encore accroître à l'avenir les problématiques déjà existantes d'îlot de chaleur urbain et de stress thermique. Toutefois, le bâti existant peut être amélioré et adapté, l'urbanisation peut être raisonnée et l'anthropisation des sols limitée afin d'atténuer ces effets urbains. Des scénarios de planification urbaine, d'aménagements urbains, et de végétalisation à différentes échelles spatiales voient le jour.

L'implantation de ceintures vertes (végétation) et bleues (lac) autour des agglomérations peut permettre de rafraîchir le cœur des villes en modifiant localement les écoulements d'air autour et au-dessus des villes. Par exemple, en période de canicule, l'implantation de forêts autour de la ville de Paris pourrait réduire de 2°C la température de l'air dans le centre ville (Masson et al., 2013b). Les politiques urbaines favorisant des villes moins compactes et plus vertes peuvent réduire l'exposition des populations aux fortes chaleurs nocturnes (Lemonsu et al., 2015). Plus localement et selon le tissu urbain, l'implantation de végétation (De Munck, 2013), l'utilisation de matériaux réfléchissants sur les bâtiments (Santamouris and Kolokotsa, 2013) ou encore l'aspersion d'eau sur les chaussées (Daniel et al., 2016) sont autant de leviers d'action qui peuvent être mis en œuvre pour réguler le microclimat et améliorer le confort dans l'espace extérieur.

Le confort thermique dans les bâtiments peut aussi être régulé, grâce au renforcement des performances d'isolation des bâtiments (Porritt et al., 2012) ou au développement plus systématique des systèmes de climatisation (de Munck et al., 2013). Mais en contre-partie, l'usage de la climatisation dégrade les conditions microclimatiques dans la rue en rejetant de l'air chaud depuis les bâtiments vers l'extérieur. Sur Paris en période de canicule, de Munck et al. (2013) ont mis en évidence une augmentation de 2°C de la température dans la rue avec un usage intensif de la climatisation. Cet exemple souligne le rôle des pratiques habitantes, notamment les comportements énergétiques, qui peut s'avérer capital pour l'efficacité réelle de certaines stratégies.

## 1.5 Rétroaction du climat urbain vers le climat

Si le changement climatique impacte sans équivoque les environnements urbains, il est également nécessaire de s'interroger sur l'importance et les conséquences de l'anthropisation des sols sur le climat. L'expansion des villes est en effet en mesure d'influencer le climat à travers l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre d'une part et l'imperméabilisation croissante des sols d'autre part. Si les émissions urbaines liées à l'industrie et au commerce jouent un rôle majeur dans le changement climatique et sont prises en compte dans les études climatiques à travers la création de scénarios

d'émissions, les impacts liés à l'artificialisation des sols sont moins documentés. Les zones urbaines sont pourtant le siège d'interactions thermodynamiques particulières qui modifie les échanges thermodynamiques entre la surface et l'atmosphère et peuvent être susceptibles d'influencer le climat à l'échelle régionale.

Ainsi, dès le début des années 2000, [Houghton et al. \(2001\)](#) s'interrogent sur la contribution au changement climatique des modifications de l'occupation des sols (agriculture, urbanisation). Plus récemment, [Parker \(2010\)](#) s'est concentré sur l'influence des zones urbaines sur les tendances climatiques. Il conclut que l'impact de l'urbanisation des sols est d'une proportion marginale dans l'explication du changement climatique. Ainsi, bien que l'urbanisation s'accélère de manière exponentielle ([Seto et al. \(2011\)](#) prévoient une vitesse d'urbanisation 26 fois plus grande pour la période 2000-2030 que pour 1970-2000), celle-ci ne couvre actuellement que 1 à 3 % des continents et ne modifiera pas de manière significative les tendances en terme d'augmentation de la température moyenne du globe.

Toutefois, si cet effet reste mineur à l'échelle globale, les zones urbaines ont un impact sur le climat à l'échelle régionale. Ainsi [Kalnay and Cai \(2003\)](#) ont étudié les données d'observation de températures de surface aux USA entre 1950 et 1999 et ont conclu que la moitié de la réduction de l'amplitude quotidienne de température est imputable aux changements d'occupation du sol (+0.27 °C par siècle). Cependant, il faut noter que cette étude ne peut distinguer les effets urbains des effets non-urbains (agriculture). Sur le même domaine d'étude [Stone \(2007\)](#) montre une possible augmentation de température de 0.5 °C par siècle (en plus de la tendance globale) dans les zones urbaines par rapport aux zones rurales. Ces tendances ont également été observées en Chine par [Hua et al. \(2008\)](#) et à une échelle plus locale au Japon où l'urbanisation peut avoir un impact de l'ordre de grandeur du changement climatique ([Fujibe, 2009](#)). A cette échelle plus locale, l'étude d'une longue série d'observation par [Hamdi \(2010\)](#) a montré que l'urbanisation historique de la ville de Bruxelles a contribué à hauteur de 38% au réchauffement total observé à la station d'observation d'Uccle (sud de Bruxelles). A travers l'étude des températures maximale et minimale [Hamdi \(2010\)](#) a également montré que le réchauffement lié à l'urbanisation était plus marqué la nuit. Enfin, [Shepherd et al. \(2010\)](#) pour Houston et [Kusaka et al. \(2014\)](#) pour Tokyo ont montré que les villes peuvent aussi être responsables d'une augmentation des précipitations.

## 1.6 La modélisation numérique

Il a été mentionné précédemment la difficulté d'observer et de séparer les effets urbains des autres causes. Pour étudier de tels effets, il faudrait pour un même site des observations avant et après urbanisation. Si cela est possible dans certains cas, ce n'est pas généralisable. Le recours au modèle numérique est donc indispensable. De plus, ces modèles sont nécessaires pour évaluer le climat futur.

Jusqu'à très récemment, il n'existait que trois méthodes pour tenter d'évaluer les impacts du changement climatique sur le climat urbain :

- Analogues climatiques : cette approche consiste à étudier le climat futur d'une ville (fourni par les modèles climatiques) et à chercher en climat présent une région du monde soumise à un climat analogue. La définition du climat analogue se base généralement sur plusieurs variables atmosphériques telles que la température moyenne, le taux de précipitation mensuel et annuel, les variabilités saisonnières et le rayonnement. Hallegatte et al. (2007) ont notamment montré que le climat futur de Paris pourrait ressembler au climat actuel de Séville (voir Figure 1.6). Sur la base de cette méthode, les conditions climatiques actuelles d'une région identifiée par analogie peuvent être utilisées pour représenter le climat futur d'une autre région et contraindre des modèles de climat urbain (Pigeon et al., 2014).
- Événements extrêmes représentatifs du climat à venir : il s'agit ici d'étudier des conditions climatiques particulières d'un événement passé qui seront généralisées dans le futur. Ainsi, la canicule d'août 2003 qui a frappé l'Europe a été très largement étudiée (Beniston and Stephenson, 2004; Vautard et al., 2007).
- Descente d'échelle statistico-dynamique à partir des projections des modèles de climat. Cette technique, employée notamment dans le cadre du projet EPICEA (Lemonsu et al., 2013), utilise les méthodes présentées par la suite dans la section 1.6.1.

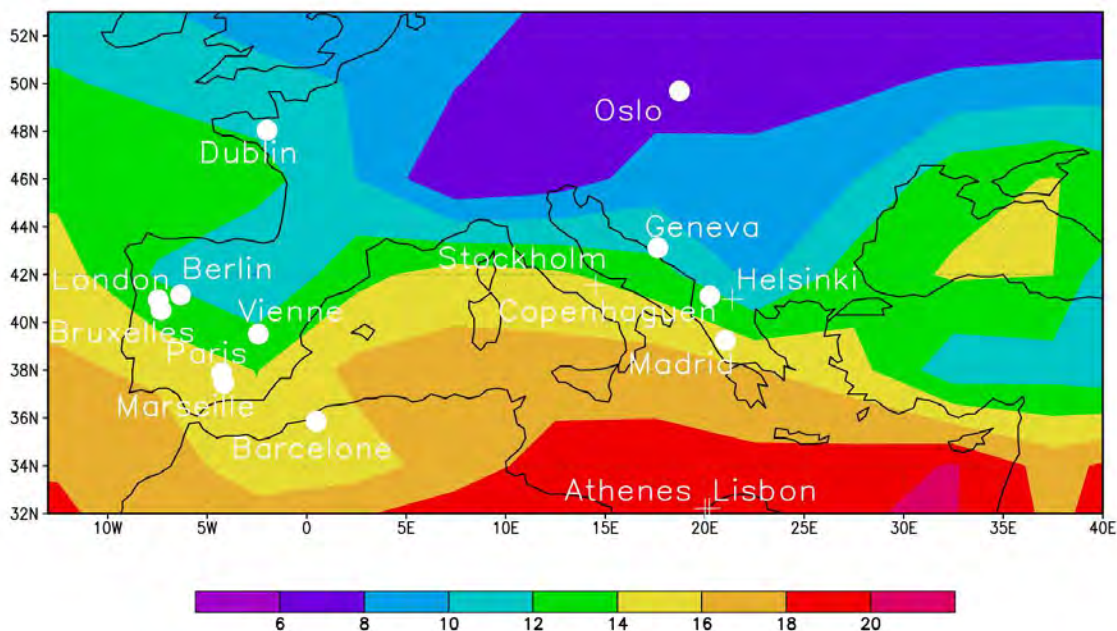


FIGURE 1.6: Projection du climat futur des principales grandes villes européennes avec le modèle Hadley Center HadRM3H. L'arrière-plan montre la température annuelle moyenne (en °C) dans le climat présent. Source : Hallegatte et al. (2007).

Cependant, les puissances de calcul actuelles permettant d’obtenir des simulations climatiques à très fines échelles (10-12 km puis 3-4 km de résolution horizontale), il est désormais possible d’envisager un couplage direct entre les modèles urbains et les modèles atmosphériques afin de modéliser les interactions ville/atmosphère (Trusilova et al., 2008; Chen et al., 2011).

Motivée par cette problématique novatrice, cette thèse se concentre sur l’émergence des modélisations climatiques couplées. Ces modélisations comportent un modèle pour la représentation du climat (atmosphère) couplé à un modèle pour la représentation de la surface (océans/mers/continents). Dans la suite de ce chapitre, seules les paramétrisations liées aux surfaces urbaines sont abordées puisque cette thèse se concentre essentiellement sur les aspects urbains. Toutefois le modèle de surface utilisé dans le cadre de cette thèse est pleinement décrit dans la section 2.2.

### 1.6.1 La modélisation du climat

La modélisation du climat s’effectue en premier lieu par des modèles dits de circulation générale (GCM). Ces modèles représentent l’ensemble de l’atmosphère terrestre. Ils constituent un outil primordial dans la compréhension du climat passé et présent, et sont donc capables d’estimer ce qui pourrait être une évolution possible du climat dans le futur à l’échelle du globe. L’augmentation progressive des puissances informatiques de calcul permet aujourd’hui d’atteindre pour les GCMs des résolutions horizontales d’une centaine de kilomètres. Cette résolution permettant de reproduire la variabilité du climat aux grandes échelles, reste insuffisante pour la représentation des processus de fine échelle et la modélisation du climat et de ses impacts à l’échelle régionale. Des outils et méthodes dits de descente d’échelle ont été développés pour raffiner les simulations climatiques produites par les GCMs. Elles se basent sur des approches statistiques ou dynamiques.

#### 1.6.1.1 La descente d’échelle statistique

Cette technique consiste à établir des relations statistiques entre les variables de grande échelle simulées par les GCMs et les données observées des paramètres que l’on veut représenter à plus fine échelle (Wilby and Wigley, 1997). On applique ensuite ces relations statistiques à l’ensemble du domaine modélisé et à l’ensemble de la période souhaitée en tenant compte des hétérogénéités de surface (topographie, modes d’occupation des sols). Toutefois, cette méthode, permettant d’aboutir à des résultats proches des observations en climat présent et à des résolutions très fines, est purement statistique et ne tient pas compte des processus physiques; il est alors difficile d’évaluer ses performances dans un contexte d’évolution du climat. Afin de résoudre ce problème, deux autres méthodes de descente d’échelle statistique sont apparues (Fowler et al., 2007) : les schémas météorologiques (*Weather typing scheme*) et les générateurs de temps (*Weather generators*).

Dans les schémas météorologiques, les régimes de temps à l’échelle synoptique définissent des classes

météorologiques distinctes en fonction des conditions synoptiques de pression atmosphérique. Les journées considérées sont ensuite réparties dans les classes obtenues et pour chacune de ces classes, les variables climatiques locales (températures, précipitations) sont expliquées à partir des variables de grande échelle. En climat futur, la modification de l'occurrence des différentes classes météorologiques simulées par les GCMs permet alors d'appréhender les effets du changement climatique. Cette méthode suppose cependant que les caractéristiques des classes météorologiques ne changeront pas au cours du temps et que la dispersion des variables locales à l'intérieur des classes est négligeable (Brinkmann, 2000).

Les générateurs de climat sont quant-à eux capables de générer l'évolution de variables climatiques à partir d'un état initial et de conditions météorologiques particulières. Ils se basent sur des relations statistiques établies à partir du temps observé à l'endroit d'intérêt. Les variables calculées sont généralement simulées en deux étapes. La première étape modélise les précipitations quotidiennes et la deuxième étape simule les variables voulues restantes (température, humidité, vent) en tenant compte des précipitations. Le principal inconvénient de ces générateurs réside dans les conditions locales d'application qui font que ces schémas ne sont pas directement transposables à d'autres climats (Fowler et al., 2007).

Ces méthodes de descente d'échelle statistique restent donc encore perfectibles dans un contexte de changement climatique. De plus, elles ne semblent pas susceptibles de parfaire notre connaissance du système climatique. Elles sont en revanche plébiscitées, notamment en hydrologie (Wood et al., 2004), pour des études d'impacts lorsque des données à très hautes résolutions sont nécessaires (Wilby et al., 2004).

#### 1.6.1.2 La descente d'échelle dynamique

Une autre approche permettant d'atteindre une résolution spatiale plus élevée dans les modèles atmosphériques est d'augmenter la résolution uniquement sur une région spécifique du globe. Cela peut se faire à l'aide d'un GCM à maille variable (i.e. avec des mailles plus fines sur une région d'intérêt, Déqué and Piedelievre (1995)) ou en utilisant un modèle à aire limitée (Giorgi, 1990). Le temps de calcul des modèles à maille variable restant élevé, les modèles régionaux à aire limitée (RCM) sont privilégiés. Ces modèles sont forcés, à travers les conditions aux limites latérales, par un GCM ou par des ré-analyses quand il s'agit de les évaluer indépendamment de leur GCM forceur. On peut également préciser que ces modèles peuvent aujourd'hui s'accompagner d'analyses statistiques permettant de corriger certains de leurs biais par rapport aux observations (Déqué, 2007).

Ainsi, sur le domaine considéré, les RCMs sont plus performants que les GCMs dans la modélisation des nuages, des précipitations et des températures de surface (Feser et al., 2011). Ils sont également plus à même de représenter les interactions à fine échelle entre la surface et l'atmosphère et donc de prendre en compte, contrairement aux modèles statistiques, les possibles effets d'anthropisation et d'urbanisation des sols.



En effet, puisque l'avènement de super-calculateurs très performants a permis la descente d'échelle des modèles de climat régionaux jusqu'à 10 km (et bientôt 2.5 km) de résolution horizontale, les villes et les paysages urbains doivent désormais être pris en compte. Il est alors primordial de s'interroger sur la modélisation des villes que l'on souhaite représenter.

### 1.6.2 La modélisation du climat urbain

Afin de pouvoir étudier et comprendre l'évolution du climat urbain, il est nécessaire d'avoir recours à des modélisations numériques. Les modèles urbains sont nombreux et afin de mieux les comparer, [Masson \(2006\)](#) les a classés en trois catégories principales. Plus récemment, [Grimmond et al. \(2010\)](#) ont affiné ces subdivisions en fonction de la géométrie et du degré de complexité des processus pris en compte dans les modèles. On peut alors distinguer :

- les modèles empiriques,
- les modèles *slab* ou modèles de végétation 'adaptés',
- les modèles de canopée urbaine.

#### Les modèles empiriques

Ce sont les premiers modèles qui sont apparus. Ainsi, [Oke \(1973\)](#) établit dès les années 1970 une relation statistique entre la population des villes nord-américaines et l'intensité de l'îlot de chaleur urbain. Par la suite, il reliera cette intensité au rapport d'aspect (i.e. rapport entre la hauteur des bâtiments et la largeur des rues) de l'hyper-centre des villes considérées ([Oke, 1981](#)). Ces modèles statistiques se sont ensuite complexifiés afin de modéliser les flux d'échange de chaleur et de stockage dans les environnements urbains ([Oke and Cleugh, 1987](#); [Grimmond and Oke, 2002](#)).

Ce type d'approche permet d'utiliser des schémas extrêmement simples. Cependant, puisque les paramétrisations statistiques sont basées sur des données observées, celles-ci sont limitées dans leur utilisation aux conditions météorologiques d'observation et ne peuvent être universelles. Ces types de modèles ne sont donc pas pertinents dans un contexte d'étude climatique régionale.

#### Les modèles *slab*

Cette approche consiste à adapter un modèle de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT) au comportement spécifique des environnements urbains. Les modifications appliquées uniquement aux points de grille comportant des zones urbaines peuvent inclure tout ou partie des adaptations suivantes : une augmentation de la longueur de rugosité et/ou l'ajout d'un coefficient de traînée (pour augmenter le mélange turbulent et diminuer la vitesse des écoulements), une modification des capacités calorifiques et conductivités thermiques des sols associée à une diminution de l'albédo (les surfaces urbaines stockant plus d'énergie que les surfaces naturelles), une modification du réservoir d'eau (les surfaces imperméables étant moins poreuses), l'ajout d'un flux de chaleur anthropique.

Ce type d'approche (Best, 2005) est répandu dans les études climatiques. En effet, leur utilisation se justifie par leur coût de calcul très faible et la nécessaire perte d'information due à l'agrégation et l'interpolation des paramètres de surface sur des grilles lâches (Taha, 1999). Cependant puisque la ville est intégralement assimilée à un sol plat, la hauteur des bâtiments ainsi que les différences de températures entre la route et les bâtiments ne sont pas pris en compte. Ces modèles ne décrivent donc pas les processus fondamentaux qui permettent aux zones urbaines de modifier le climat local tels que le piégeage radiatif, l'effet dynamique ou l'inertie thermique (Piringer et al., 2002).

### Les modèles de canopée urbaine

Plusieurs études ont souligné l'importance d'implémenter une paramétrisation précise des échanges urbains afin d'améliorer les performances des modèles numériques de méso-échelles (Flagg and Taylor, 2011; Chen et al., 2011). Des modèles spécifiques appelés modèles de canopée urbaine ont vu le jour. Ils représentent les bâtiments avec une forme 3D et traitent séparément les toits, les murs et les routes. Ce sont des modèles à base physique qui capturent l'essentiel du transport complexe d'énergie à l'intérieur de la canopée urbaine et représentent les échanges turbulents avec l'atmosphère. L'écoulement de l'air dans la canopée urbaine est simulé à partir de coefficient de traînée propre aux bâtiments et à la route. Les échanges de chaleur et d'humidité sont calculés distinctement pour les toits, les murs et les routes tandis que les réflexions des flux radiatifs entre ces surfaces sont explicitement modélisées.

On peut néanmoins différencier deux niveaux de sophistication dans la représentation du volume d'air dans la rue (voir Figure 1.7) :

- Les modèles à une couche (Masson, 2000; Kusaka et al., 2001; Oleson et al., 2008) sont centrés sur le bilan d'énergie de la canopée urbaine et sont utilisés comme la condition aux limites pour la surface dans les modèles atmosphériques. Une température de l'air unique est attribuée au volume entier du canyon.
- Les modèles multi-couches (Martilli et al., 2002; Kondo et al., 2005; Hamdi and Masson, 2008) sont généralement inclus dans les premiers niveaux atmosphériques. En plus de représenter le bilan d'énergie, ils ont pour but de modéliser l'écoulement dynamique et les interactions avec les bâtiments. Une discrétisation pronostique des couches d'air dans le canyon est alors utilisée.

Malgré des hypothèses simplificatrices dans la description de la géométrie complexe de la ville, ces modèles, qui se concentrent sur les bilans d'énergie et la résolution de la dynamique dans les basses couches urbaines, sont performants dans le calcul de la température de surface moyenne et du bilan d'énergie moyen de la canopée urbaine servant de conditions aux limites pour les modèles atmosphériques de méso-échelle. Cependant, Grimmond et al. (2010, 2011) ont mis en évidence la mauvaise représentation de la dynamique du bilan d'eau et de chaleur latente à cause d'une



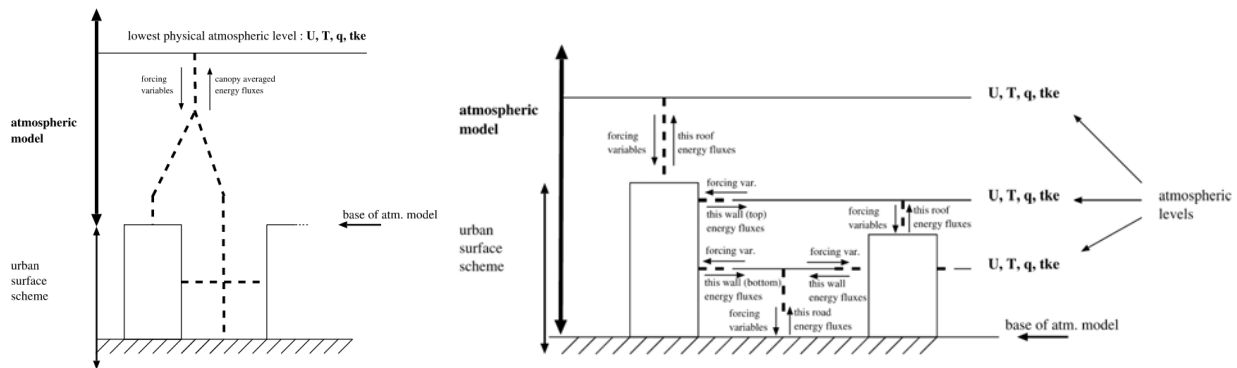


FIGURE 1.7: Schéma représentant les modèles à une couche (gauche) et les modèles multi-couches (droite). Source : [Masson \(2006\)](#)

absence de processus hydrologique ou d'une trop simple modélisation hydrologique dans la plupart des modèles. Des améliorations ont été récemment proposées par la communauté scientifique avec la prise en compte d'une végétation interactive dans l'environnement urbain ([Lee and Park, 2008](#); [Krayenhoff, 2015](#); [Redon et al., 2017](#)) et le développement de modèles hydrologiques dédiés aux zones urbaines ([Wang et al., 2013](#)).

### 1.6.3 Etat de l'art des modélisations couplées climat régional / climat urbain

La modélisation couplée entre climat régional et climat urbain répond à un double objectif. Elle permet de représenter plus finement les processus de surface des zones urbaines désormais primordiaux aux échelles spatiales appréhendées par les modèles de climat régionaux, mais aussi de mener des études d'impact à l'échelle régionale et de pouvoir étudier les rétroactions potentielles des villes sur le climat.

[Lamprey et al. \(2005\)](#) ont étudié, avec un RCM (MM5) à une résolution de 36 km et pour la période 1990-1995, les effets sur le climat de la modification de l'occupation des sols relative à l'urbanisation et à l'agriculture. Ils ont mis en évidence des augmentations de 0.8°C (en été) et de 1.0°C (en hiver) des températures de l'air proche de la surface.

Plus récemment, [Kusaka et al. \(2012b\)](#) et [Yang et al. \(2016\)](#) ont étudié avec des RCMs (WRF) l'impact de l'urbanisation sur le stress thermique en climat futur à Tokyo et sur les températures et précipitations à Phoenix. [Kusaka et al. \(2012b\)](#) prévoient pour les mois d'août des années 2070-2079 une augmentation, par rapport aux années 2000, de 50 % des nuits chaudes (c'est-à-dire avec une température supérieure à 26°C). [Yang et al. \(2016\)](#) montrent une augmentation de la température minimale journalière mais n'ont pas trouvé de résultat significatif concernant une éventuelle modification des précipitations.

En Europe, seules quelques études ont examiné l'impact de l'urbanisation à l'échelle régionale. [Früh](#)

et al. (2011) ont utilisé des RCMs pour évaluer le climat futur de la ville de Francfort. Leur approche consiste à appliquer une méthode de descente d'échelle statistique ou dynamique aux sorties des RCMs afin de pouvoir forcer un modèle de surface à très fine résolution spatiale. Ainsi, bien qu'une partie de l'interaction entre la ville et l'atmosphère soit prise en compte, cette méthode reste centrée sur une ville particulière et ne traite donc pas les échelles régionales.

Pour résoudre ce problème, Trusilova et al. (2008) ont utilisé le modèle de canopée urbaine TEB couplé au RCM COSMO sur l'Europe occidentale afin d'évaluer l'impact de l'urbanisation pour les mois de juillet et décembre sur la période 2000-2005. Ils ont comparé une expérience urbanisée à une expérience non urbanisée (entièrement végétalisée) et ont constaté que dans les plus grandes villes d'Europe occidentale, l'urbanisation entraîne une augmentation des précipitations (+8 % en hiver et +19 % en été). En outre, un changement de température minimale journalière est apparu au-delà de la délimitation des villes, soulignant un effet régional des villes sur leurs environnements respectifs (voir Figure 1.8). De la même manière, McCarthy et al. (2012) ont utilisé une modélisation climatique régionale pour évaluer l'impact du climat régional et du changement climatique sur l'îlot de chaleur urbain de Londres. Ils ont utilisé HadRM3 piloté par le Hadley Center GCM pour simuler le climat sur le Royaume-Uni à une résolution spatiale de 25 km au cours de la période passée 1970-1990 et de la période future 2040-2060. Ils ont constaté que l'ICU à Londres (de 2°C en été et 1°C en hiver) pourrait être affecté par une variation inférieure à 0.1°C à l'avenir.

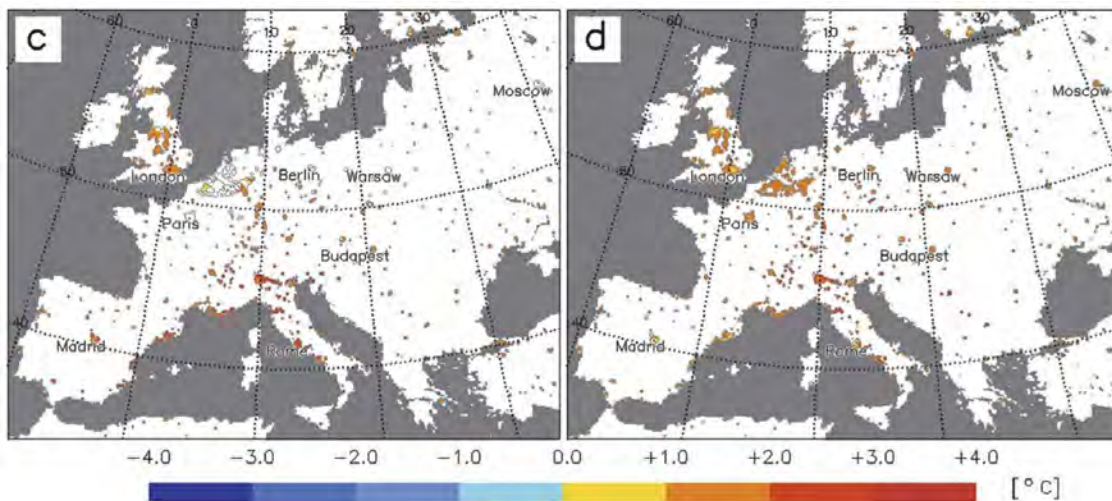


FIGURE 1.8: Anomalies de la température minimale journalière entre l'expérience urbanisée et l'expérience non-urbanisée pour les mois de décembre (à gauche) et de juillet (à droite) dans l'étude de Trusilova et al. (2008). Source : Trusilova et al. (2008).

On peut noter que les simulations climatiques dans ces études se concentrent sur une courte période, ou utilisent une résolution grossière (à l'échelle des phénomènes urbains). De plus, aucune de ces études n'étudie les besoins d'un modèle de canopée urbaine détaillée. Kusaka et al. (2012a) ont

abordé cette question et ils ont constaté que pour les mois d'août (2004-2007), la distribution des intensités de l'îlot de chaleur urbain à Tokyo est plus réaliste avec un modèle de canopée urbaine qu'avec un simple modèle *slab*.

Finalement, à l'échelle régionale, Hamdi et al. (2014b) ont également comparé pour 30 étés consécutifs l'apport du modèle de canopée urbaine TEB par rapport à un modèle *slab*. L'utilisation du modèle ALARO à 4km de résolution sur la période 1960-1990 a mis en lumière une augmentation des températures minimales et maximales de 0.4 °C avec l'utilisation du modèle TEB. Cette augmentation de température permet une meilleure représentation des îlots de chaleur urbains nocturnes et diurnes. Les études complémentaires en climat futur (scénario A1B) réalisées par Hamdi et al. (2014b) et Hamdi et al. (2015) montrent que les villes de Paris et Bruxelles devraient se réchauffer de plus de 1.5 °C d'ici 2050. Ces études concluent également que les îlots de chaleur urbains nocturnes associés à ces villes ne devraient pas être significativement modifiés mais que les intensités des ICU diurnes pourraient être limitées.

A la lecture des travaux mentionnés ci-dessus, l'étude des interactions entre les agglomérations urbaines et le climat ainsi que l'impact des villes aux échelles locales et régionales restent des questions de recherche nouvelles. Cet état de l'art met en évidence le faible nombre d'études climatiques couplées traitant de ces problématiques. Les questions scientifiques abordées dans ce travail de thèse et présentées en introduction tenteront d'étayer les études déjà réalisées et de parfaire la connaissance du système ville-atmosphère. Ces travaux s'appuieront sur des simulations climatiques réalisées avec les modèles de climat régionaux ALADIN et AROME. Ces modèles présentent l'avantage de pouvoir être couplés à la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX. Cette plateforme permet en effet d'activer le modèle de canopée urbaine TEB pour une représentation explicite des villes, ce qui n'avait encore jamais été testé avant cette thèse pour des simulations climatiques avec ALADIN et AROME.



## Chapitre 2

# Présentation des modèles numériques utilisés

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Modèles de climat régionaux</b>	<b>29</b>
2.1.1	ALADIN-Climat	29
2.1.2	AROME-Climat	34
<b>2.2</b>	<b>Système de modélisation des surfaces continentales SURFEX</b>	<b>37</b>
2.2.1	Modèle de sols naturels et végétation ISBA	38
2.2.2	Modèle de canopée urbaine TEB	40
2.2.3	Modélisation des lacs, des mers et océans	47
2.2.4	Initialisation	48

---

Dans cette thèse, deux types de simulations ont été réalisées (voir Figure 2.1). Dans un premier temps, le modèle de climat régional ALADIN-Climat à 12km de résolution horizontale est contraint latéralement par les réanalyses ERAinterim pour réaliser des simulations continues sur la France métropolitaine et pour la période 1980-2009. Le modèle AROME est ensuite utilisé en mode climat dans une chaîne de modélisation en deux temps pour réaliser des simulations continues d'un an de février 2004 à mars 2005. Le modèle est d'abord contraint latéralement par les prévisions opérationnelles d'ALADIN-oper sur un domaine Sud-Ouest à 2.5km de résolution horizontale. Les sorties de cette première simulations servent ensuite à forcer un domaine restreint autour de Toulouse, toujours pour la période s'étalant de février 2004 à mars 2005.

Ces deux modèles atmosphériques sont couplés à la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX qui inclut notamment le modèle de végétation ISBA et le modèle de canopée urbaine TEB. Des périodes de spin-up de 1 an pour ALADIN-Climat et de 1 mois pour AROME ont été utilisées.

La suite de ce chapitre présente plus en détail les modèles, les configurations et les données utilisées. L'idée n'est pas de faire un inventaire des nombreuses et complexes équations des différents modèles numériques utilisés lors de cette thèse mais de présenter les processus physiques qui sont modélisés.

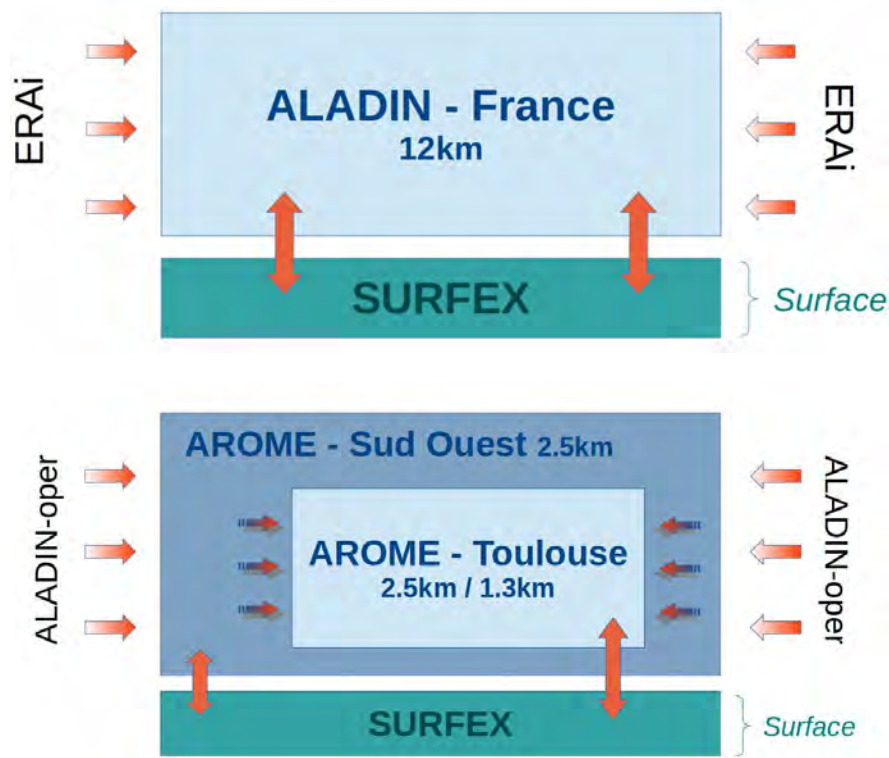


FIGURE 2.1: Schéma représentant les configurations de simulation utilisées.

## 2.1 Modèles de climat régionaux

Au cours de cette thèse, deux modèles atmosphériques ont été utilisés : ALADIN-Climat et AROME-Climat. Ces deux modèles se distinguent par la façon de discrétiser l'équation du mouvement vertical, par leurs paramétrisations physiques et par leur résolution horizontale.

### 2.1.1 ALADIN-Climat

ALADIN-Climat (Colin et al. (2010), Beau and Roehrig (2017)), appelé ALADIN par la suite, est un modèle atmosphérique à aire limitée. Il est bi-spectral, hydrostatique, semi-implicite et possède un schéma d'advection semi-Lagrangien. ALADIN est issu du modèle opérationnel de prévision numérique du temps ALADIN-oper (Aire Limitée, Adaptation Dynamique et développement International, Bubnová et al. (1993)) et correspond à une version à aire limitée du modèle global ARPEGE/IFS (Déqué et al., 1994).

Le modèle ne possède pas de schéma interactif d'aérosols ni de gaz à effet de serre. Des climatologies sont donc utilisées pour ces variables (voir section 2.1.1.4).

ALADIN a fait partie de plusieurs projets d'inter-comparaison de modèles de climat régionaux à l'échelle européenne. Il a notamment été utilisé dans le projet de l'Union Européenne PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, Christensen et al. (2007)) qui avait pour objectif principal de fournir à haute résolution des scénarios possibles de changement climatique. Par la suite le projet ENSEMBLES (van der Linden and Mitchell, 2009), ajouta de nouveaux modèles de climat et augmenta la résolution horizontale tout en gardant le même objectif principal. ALADIN participe actuellement au projet EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014) créé pour évaluer et comparer les performances des différents modèles de climat régionaux sur l'Europe. Ce projet a également pour but de produire des projections climatiques utilisables dans le cadre d'études d'impacts et d'adaptation.

Enfin, la version d'ALADIN utilisée au cours de cette thèse fournira les projections climatiques régionales lors de l'exercice CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6)

#### 2.1.1.1 Dynamique et Physique du modèle

L'état de l'atmosphère est décrit à chaque pas de temps par l'évolution temporelle et spatiale des variables pronostiques du modèle. Les équations des bilans de quantité de mouvement, d'énergie, de masse, de la thermodynamique des gaz parfaits, et des changements de phase pour l'eau permettent de calculer l'évolution de la température, de l'humidité spécifique, du logarithme de la pression de surface, et des divergence et rotationnel du vent. Ainsi, chacune des variables (notée  $X$ ) évolue selon une équation de la forme :

$$\frac{dX}{dt} = A + F \quad (2.1)$$

où  $A$  représente l'ensemble des processus explicitement représentés dans le modèle (ce qu'on appelle la Dynamique), et  $F$  les effets liés aux paramétrisations sous-mailles (ce qu'on appelle la Physique). En outre, cette version d'ALADIN inclut de nouveaux schémas de turbulence et de microphysique dans lesquels l'ECT (Energie Cinétique Turbulente) et les espèces microphysiques (pluie, neige, eau nuageuse en phase solide ou liquide) sont également pronostiques. L'hypothèse hydrostatique permet de calculer la pression à chaque niveau atmosphérique grâce à la pression de surface à travers l'équation hydrostatique.

La Dynamique regroupe les effets dus à la force de Coriolis et au gradient de pression dans le bilan de quantité de mouvement, au terme de conversion dans l'équation de la thermodynamique et au terme de divergence dans le bilan de masse.

La Physique quant-à elle modélise la turbulence, la microphysique et les nuages, le rayonnement, la convection, le frottement des ondes de gravité et les échanges avec la surface.

### La turbulence

En dehors des simulations DNS (Direct Numerical Simulation), les modèles numériques ne résolvent que l'évolution des champs moyens des variables pronostiques. Cependant ces champs moyens sont perturbés par les effets d'échelle plus petite qui vont mélanger localement le fluide. Il est donc nécessaire de prendre en compte les perturbations de température, d'humidité, et d'intensité du vent par rapport à leurs champs d'échelle résolue. Ceci est fait grâce au schéma de turbulence. Dans ALADINv6, les flux turbulents horizontaux sont négligés devant le flux vertical, un schéma de turbulence 1D basé sur les travaux de [Cuxart et al. \(2000\)](#) est utilisé.

### La microphysique et les nuages

Dans un premier temps le schéma de microphysique ([Lopez, 2002](#)) traite les changements de phase de l'eau à l'intérieur de la maille. Ce schéma prend en compte les phénomènes de : nucléation (noyaux de condensation), sédimentation, solidification, déposition (transformation gaz vers solide), évaporation, fusion, collection et accrétion (agrégation solide ou liquide), riming et auto-conversion (transformation de goutte nuageuse en goutte de pluie).

Ensuite le schéma de nuage ([Bougeault, 1981](#)) utilise les informations issues du schéma de microphysique pour établir la quantité d'eau précipitante dans chacune des mailles en modélisant une loi de probabilité à partir des moments d'ordre un et deux issus du schéma de turbulence.

### Le rayonnement

Le schéma de rayonnement modélise le transfert d'énergie par rayonnement à l'intérieur de l'atmosphère. Il prend notamment en compte les interactions avec les nuages à l'aide de l'épaisseur optique fournie par le schéma de microphysique et interagit avec les aérosols et les gaz à effets de serre. Ce schéma distingue le rayonnement visible du rayonnement infra-rouge. Le rayonnement visible est



traité par les équations de [Morcrette \(1991\)](#) alors que le rayonnement infra-rouge utilise le module RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) développé au Centre Européen (ECMWF) par [Mlawer et al. \(1997\)](#).

### La convection

Le schéma de convection permet de prendre en compte les instabilités de l’atmosphère dues à la différence de température entre une particule et son environnement proche. Ces instabilités créent des transferts verticaux de chaleur, de quantité de mouvement et d’humidité. La convection sèche (sans condensation), peu profonde ( $< 5km$ ) et profonde ( $> 5km$ ) est traitée par un schéma unique nommé PCMT (Prognostic Condensates, Microphysics and Transport), issu des travaux de [Piriou et al. \(2007\)](#) et [Guérémy \(2011\)](#).

### Le frottement des ondes de gravité

La résolution horizontale du modèle étant grande comparée aux détails de l’orographie dans certaines régions montagneuses, le relief de la surface est assez lisse. Ainsi afin de tenir compte des effets de ce relief non-représenté, un schéma ([Lott and Miller, 1997](#)) modélise la formation et la propagation jusqu’au déferlement des ondes de gravité.

### L’interaction avec la surface

La surface modifie les variables atmosphériques à l’intérieur de la couche limite atmosphérique. Cet impact est notamment dû aux flux de rayonnement et aux flux turbulents de quantité de mouvement, de chaleur latente et de chaleur sensible. Par ailleurs, les modifications de l’albédo, de l’émissivité et de la température de surface sont nécessaires aux calculs et diagnostics atmosphériques. L’ensemble de ces phénomènes est modélisé grâce à la plateforme SURFEX ([Masson et al., 2013a](#)) qui fait l’objet d’une présentation détaillée dans la section [2.2](#).

#### 2.1.1.2 Domaine de simulation

Dans le cadre de cette thèse, le domaine de simulation, présenté sur la Figure [2.2](#), correspond au domaine *France*. Une résolution horizontale de 12km et 90 niveaux verticaux sont utilisés.

ALADIN utilise une projection Lambert conforme et possède donc un domaine de simulation rectangulaire. Ce domaine se caractérise par la résolution horizontale choisie, i.e. le nombre de points de grille dans les directions méridienne et zonale, et les coordonnées du point tangent de la projection Lambert. Le domaine central (zone C), est entouré d’une zone intermédiaire (zone I de 8 points) qui est utilisée pour relaxer, suivant le schéma de [Davies \(1976\)](#), les conditions aux limites de grandes échelles imposées aux frontières. En outre, une zone d’extension (zone E de 12 points) est ajoutée et s’étend vers le Nord et vers l’Est.

Cette zone E se justifie par le fait qu’ALADIN soit un modèle spectral. Dans ce type de modèle, les

calculs sont effectués dans le domaine des nombres d'onde horizontaux une fois les champs décomposés en série de fonctions périodiques. Cette technique qui permet de linéariser l'opérateur laplacien dans les équations de la dynamique est problématique pour un modèle à aire limitée. Dans un tel modèle, les frontières latérales marquent en effet une discontinuité de l'espace. Pour contourner ce problème, ALADIN utilise la méthode décrite par [Haugen and Machenhauer \(1993\)](#) où le passage dans l'espace spectral est réalisé après une opération appelée « bi-périodisation ». Les champs de la zone C+I sont extrapolés au Nord et à l'Est afin d'assurer une transition continue avec les valeurs calculées aux frontières Sud et Ouest. L'espace physique ainsi obtenu est donc torique au lieu de rectangulaire comme dans les modèles à aire limitée habituels. Enfin, le domaine de simulation est choisi suffisamment grand afin d'autoriser un *spin-up spatial* avant la zone d'étude (France métropolitaine). Le *spin-up spatial* correspond à la distance caractéristique dont les flux à grande échelle ont besoin de parcourir avant de développer des caractéristiques à petite échelle ([Leduc and Laprise, 2009](#)).

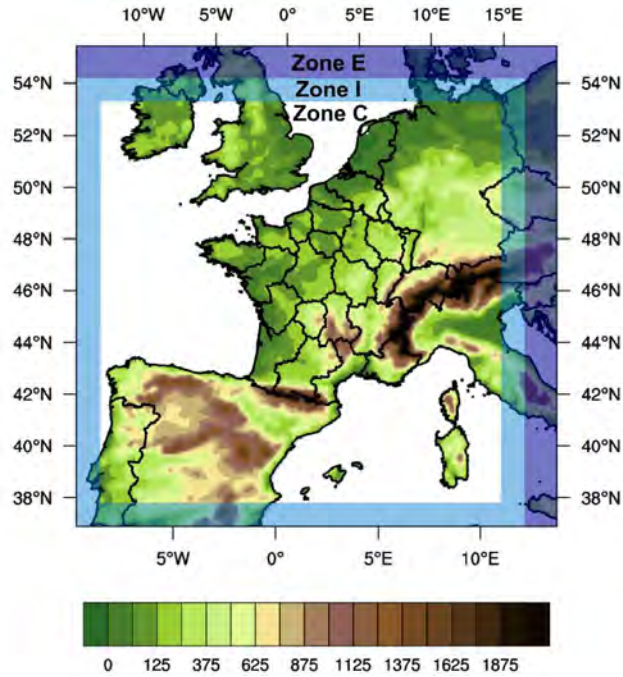


FIGURE 2.2: *Domaine de simulation ALADIN incluant les zones C, I et E. Le fond de carte représente le relief (en m) vu par le modèle à 12 km de résolution.*

### 2.1.1.3 Conditions aux limites

#### Conditions aux limites latérales

Les conditions aux limites latérales sont fournies par les réanalyses ERA-interim ([Dee et al. \(2011\)](#), [Berrisford et al. \(2009\)](#)). Ce sont des réanalyses atmosphériques globales effectuées par l'ECMWF (European Center for Medium Range Forecast) qui débutent en 1979 et qui se poursuivent en temps

réel jusqu'à aujourd'hui. Pour chacun des 37 niveaux atmosphériques, ces données contiennent entre autres la température, l'humidité spécifique, le logarithme de la pression de surface, et les divergence et rotationnel du vent (vorticité) qui correspondent aux variables pronostiques d'ALADIN.

Ces conditions aux limites à 80 km de résolution horizontale sont alors interpolées sur la grille du modèle et mises à jour toutes les 6h pour relaxer à chaque pas de temps les variables pronostiques du modèle selon le schéma de [Davies \(1976\)](#) grâce à la zone intermédiaire (zone I).

### Conditions aux limites de surface

Ces conditions aux limites sont fournies par la plateforme de modélisation SURFEX présentée dans la section 2.2. On peut néanmoins ajouter que les températures de surface des mers et océans (SST) ainsi que celles des lacs proviennent de la valeur mensuelle issue des données ERA-interim.

#### 2.1.1.4 Aérosols et Gaz à Effet de Serre

ALADIN ne possédant pas de schéma interactif d'aérosols ni de schéma dédié aux gaz à effets de serre, ceux-ci sont mis à jour à l'aide de climatologies mensuelles.

Six classes d'aérosols sont prises en compte : les sels marins, les particules désertiques, les sulfates, les particules organiques, le carbone suie et les aérosols volcaniques. Les cinq premières classes caractérisent les aérosols troposphériques et sont issus d'une climatologie établie par [Nabat et al. \(2013\)](#). La climatologie couvre la totalité de la période 1979-2009 qui correspond à la période des simulations réalisées au cours de cette thèse. Les aérosols volcaniques sont eux généralement présents dans la stratosphère et sont forcés indépendamment.

L'évolution annuelle des concentrations de gaz à effets de serre (GES) est fournie par les analyses et les projections du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat). La concentration de GES observé dans l'atmosphère entre 1980 et 2009 n'étant pas constante, celle-ci évolue dans ALADIN selon les valeurs observées.

#### 2.1.1.5 Initialisation des variables pronostiques

L'initialisation des variables atmosphériques et des variables de surface se fait à partir de champs issus de la ré-analyse ERA-interim. Les valeurs des champs de cette ré-analyse sont interpolées sur la grille ALADIN et constituent donc l'état initial des variables pronostiques (voir Table 2.1). Un spin-up d'une année est ensuite réalisé afin que les conditions initiales ne jouent aucun rôle et pour permettre la mise à l'équilibre du système.

Compte tenu de son coût numérique, la simulation est effectuée par période d'un mois. L'état initial en début de chaque mois correspond à l'état de l'atmosphère et de la surface résultant du mois précédant.

Variables pronostiques dans ALADIN	Unité
Température de l'air	K
Humidité spécifique de l'air	kg kg <sup>-1</sup>
Logarithme de la pression de surface	Pa
Divergence du vent	m s <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup>
Rotationnel du vent	m s <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup>
Energie cinétique turbulente	J
Contenus en espèces microphysiques	kg kg <sup>-1</sup>

TABLE 2.1: *Liste des variables pronostiques dans ALADIN*

### 2.1.2 AROME-Climat

AROME-Climat se base sur le même code numérique que le modèle AROME-oper (Seity et al., 2011) utilisé pour la prévision numérique du temps. Ainsi par la suite, l'acronyme AROME seul sera utilisé. AROME (Application of Research to Operations at Mesoscale) est un modèle non-hydrostatique à résolution kilométrique développé par Météo-France. Le modèle a été initialement développé afin d'améliorer la prévision des phénomènes extrêmes : précipitations intenses, orages, brouillard, périodes de canicule. A l'instar d'ALADIN, AROME est un modèle à aire limitée, bi-spectral et possède un schéma d'advection semi-Lagrangien et un algorithme de discrétisation temporelle semi-implicite. Il se distingue cependant d'ALADIN par l'hypothèse non-hydrostatique de son système d'équations, ainsi que par certaines paramétrisations physiques.

AROME a été évalué et validé avant sa mise en opérationnel et les principaux résultats sont présentés par Seity et al. (2011). Depuis décembre 2008, le modèle est utilisé en recherche et en prévision numérique du temps à Météo-France et dans plusieurs pays européens mais également en Turquie, au Maroc, en Algérie et en Tunisie. L'ensemble de ces pays partenaires contribuent désormais à son évolution. Cependant son utilisation en mode climat est très récente et a débuté au cours de cette thèse pour l'étude des processus urbains (voir section 4) et les précipitations en méditerranée (Thèse en cours de Quentin Fumière au CNRM).

#### 2.1.2.1 Dynamique et Physique du modèle

AROME est donc un modèle non-hydrostatique. Son système d'équations (Bubnová et al., 1995) inclut par rapport au système hydrostatique d'ALADIN deux variables pronostiques supplémentaires qui représentent l'écart à la pression hydrostatique ( $\tilde{p}$ ) et un terme relié à la vitesse verticale (noté  $d$ ). En outre, la physique du modèle, empruntée au modèle MesoNH (Lafore et al., 1998) et disponible en ligne (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh53/BooksAndGuides>), fait notamment appel à un schéma de microphysique pronostique différent de celui d'ALADIN. Ainsi, AROME modélise l'évolution de douze variables pronostiques : la température, les divergence et rotationnel du vent (vorticité), cinq hydrométéores (pluie, neige, graupel, eau liquide, glace), la vapeur d'eau, l'Energie

Cinétique Turbulente, et les proxies de la pression ( $\tilde{p}$ ) et de la vitesse verticale ( $d$ ).

La résolution fine d'AROME permet de résoudre explicitement la convection profonde et les ondes de gravité, celles-ci ne sont donc plus paramétrées. Le modèle possède cinq paramétrisations physiques pour modéliser les processus sous maille de : rayonnement, turbulence, convection peu profonde, microphysique et surface. Le schéma radiatif et le schéma de turbulence sont identiques à ceux du modèle ALADIN (voir section 2.1.1.1). La convection peu-profonde est modélisée par le schéma en flux de masse EDKF (Pergaud et al., 2009). Enfin la microphysique est paramétrée par le schéma ICE3 (Pinty and Jabouille, 1998).

### 2.1.2.2 Domaines de simulation

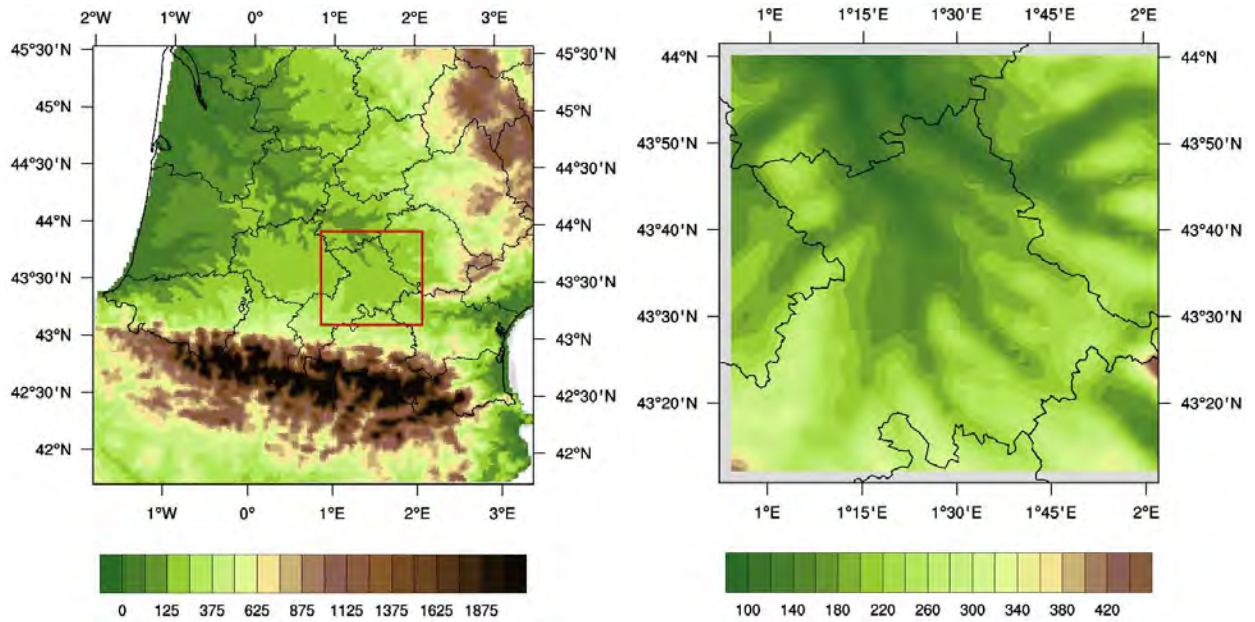


FIGURE 2.3: Domaines de simulation AROME (zones Centrales uniquement) : Sud-Ouest (à gauche) et Toulouse (à droite). Le fond de carte représente le relief (en m) vu par le modèle à 2.5 km de résolution.

Dans le cadre de cette thèse, AROME a été utilisé sur deux domaines : un domaine couvrant le Sud-Ouest de la France et un domaine restreint autour de Toulouse. La Figure 2.3 présente les zones centrales (C) pour chacun des modèles. A 2.5 km de résolution, celles-ci comportent 209x209 points pour le domaine Sud-Ouest et 44x44 points pour le domaine Toulouse. De même qu'ALADIN, AROME possède 90 niveaux verticaux mais ceux-ci sont plus concentrés à l'intérieur de la couche limite atmosphérique. Des résolutions horizontales de 2.5km et 1.3km ont été utilisées.

D'un point de vue technique, AROME contient comme ALADIN des zones intermédiaire (8 points) et d'extension (12 points) et forme donc également un espace spectral torique. On rappelle toutefois que de la même manière qu'ALADIN, la physique du modèle étant 1D, elle est effectuée dans l'espace

physique et non dans l'espace spectral.

### 2.1.2.3 Conditions aux limites

#### Conditions aux limites latérales

Pour le domaine Sud-Ouest, AROME est contraint toutes les 3 heures. Avant 2008 et l'arrivée d'AROME, Météo-France utilisait le modèle ALADIN-oper ([Bubnová et al., 1993](#)) pour la prévision numérique du temps ; le forçage latéral donc construit à partir de l'analyse ALADIN-oper (pas de temps de 6h). Pour combler les heures manquantes, la prévision opérationnelle initialisée par l'analyse et à échéance 3h est utilisée. Dans la suite de cette thèse, on fera référence à l'ensemble du forçage latérale en le nommant 'prévisions opérationnelles d'ALADIN-oper'. L'analyse spécifique d'ALADIN-oper n'ayant commencé qu'en automne 2005, l'analyse mentionnée ici est l'analyse 4-Dvar ARPEGE interpolée sur la grille ALADIN. On peut également rappeler que le modèle ALADIN-oper ne possédant pas de schéma de microphysique, les hydrométéores doivent être intégralement recréés par AROME.

Les sorties de la simulation sur ce grand domaine (Sud-Ouest) ont ensuite été utilisées pour forcer au pas de temps horaire le domaine centré sur Toulouse.

#### Conditions aux limites de surface

Ces conditions aux limites sont fournies par la plateforme de modélisation SURFEX présentée dans la section 2.2. A chaque pas de temps, SURFEX fournit à ALADIN les flux turbulents provenant de la surface, le reste des processus intégrés dans SURFEX se faisant sous maille. On peut néanmoins rappeler que la température de surface des mers et océans provient également de l'analyse de surface d'ALADIN-oper qui consiste en une interpolation sur la grille ALADIN de l'analyse de surface d'ARPEGE.

### 2.1.2.4 Aérosols et Gaz à Effet de Serre

De la même manière qu'ALADIN, AROME ne possédant de schéma interactif ni pour les aérosols ni pour les gaz à effet de serre, ces derniers sont issus de climatologies ([Tegen et al. \(1997\)](#) pour les aérosols et [Li and Shine \(1995\)](#) pour les gaz à effets de serre (ozone))

### 2.1.2.5 Initialisation des variables pronostiques

Dans le cadre de cette thèse, les deux domaines AROME utilisent les mêmes conditions initiales résultant de la réinterpolation sur leurs grilles respectives des variables (voir Table 2.2) issues de l'analyse ALADIN-oper du 1er février 2004. ALADIN-oper ne possédant pas de schéma de microphysique, un très court temps (1h) de spin-up est nécessaire pour permettre la création des hydrométéores. Enfin, un spin-up de 1 mois (février 2004) est utilisé pour permettre l'équilibre entre



l’atmosphère et la surface.

De la même manière que pour le modèle ALADIN, la durée de simulation étant importante, un cycle temporel est également effectué. Ce cycle se base sur les méthodes opérationnelles et s’effectue toutes les six heures. L’état initial en début de chaque réseau (à 0H) correspond à l’état de l’atmosphère et de la surface résultant du réseau précédent (à 6H).

Variables pronostiques dans AROME	Unité
Température de l’air	K
Humidité spécifique de l’air	kg kg <sup>-1</sup>
Logarithme de la pression de surface	Pa
$\tilde{p}$ (écart à la pression hydrostatique)	Pa
$d$ (proxy de la vitesse verticale)	(-)
Divergence du vent	m s <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup>
Rotationnel du vent	m s <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup>
Energie cinétique turbulente	J
Contenus en espèces microphysiques	kg kg <sup>-1</sup>

TABLE 2.2: *Liste des variables pronostiques dans AROME*

## 2.2 Système de modélisation des surfaces continentales SURFEX

La plateforme de modélisation SURFace EXternalisée (SURFEX, [Masson et al., 2013a](#)) a pour objectif de représenter les processus physiques liés à l’ensemble des surfaces continentales et océaniques. Cette plateforme est basée sur une approche par mosaïque qui décrit la surface selon quatre couverts : les surfaces continentales naturelles, les surfaces urbaines, l’eau continentale (fleuves, lacs), et l’eau océanique (océan, mer) (voir Figure 2.4). Ces quatre surfaces sont ensuite traitées séparément par différents modèles. Dans le cadre de cette thèse, les modèles ISBA, TEB, WATFLX et SEAFLX sont utilisés pour modéliser respectivement les couverts naturels, les surfaces urbaines, l’eau continentale et l’eau océanique.

SURFEX est un système 1D qui ne traite que les échanges verticaux, il n’a donc pas besoin de conditions aux limites latérales du domaine. Cette caractéristique empêche néanmoins les échanges horizontaux entre les différentes mosaïques. Ainsi, ISBA, TEB, WATFLX et SEAFLX sont indépendants les uns des autres. Chaque module reçoit les grandeurs atmosphériques nécessaires aux calculs des échanges surface/atmosphère : la température de l’air, l’humidité de l’air, la pression atmosphérique, les précipitations (eau, neige), la vitesse et la direction du vent et le rayonnement incident solaire (direct et diffus) et infrarouge. SURFEX renvoie après pondération des surfaces considérées les flux et caractéristiques de surface nécessaires au couplage atmosphérique : flux de rayonnement montant, de chaleur latente, de chaleur sensible, de quantité de mouvement ainsi que l’albédo, l’émissivité et la température de surface, toutes ces grandeurs étant moyennées sur la maille.

SURFEX est aujourd’hui couplé au modèle de recherche atmosphérique de méso-échelle MesoNH

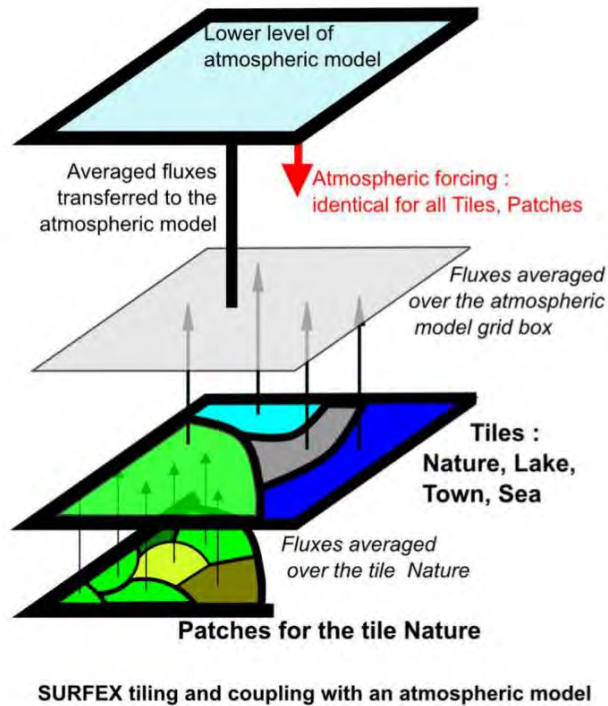


FIGURE 2.4: Représentation schématique de l'organisation de la surface en utilisant quatre mosaïques principales et différents types de couverts naturels pour la nature (sol et végétation). Source : [Masson et al. \(2013a\)](#)

([Lafore et al., 1998](#)), aux modèles de climat ARPEGE et de climat régional ALADIN ainsi qu'aux modèles de prévision numérique du temps AROME et ALARO ([Hamdi et al., 2014a](#)). Il est ainsi utilisé tous les jours pour les prévisions météorologiques de Météo-France en France mais aussi aux Pays-Bas et en Europe du Nord.

### 2.2.1 Modèle de sols naturels et végétation ISBA

Développé par [Noilhan and Planton \(1989\)](#) puis [Noilhan and Mahfouf \(1996\)](#), le modèle ISBA (Interactions Sol Biosphère Atmosphère) est un modèle de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT) qui simule, à partir de caractéristiques de sol et de végétation (voir Table 2.3), les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la neige, la végétation et les premières couches atmosphériques. ISBA modélise donc en plus du bilan radiatif aussi bien la transpiration des plantes, l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage, l'évaporation du sol, la sublimation de la neige, les processus hydrologiques (drainage, infiltration, capillarité) ainsi que la répartition de l'énergie en flux de chaleur latente (LE), sensible (H) et flux de stockage de chaleur (GFLUX). De plus, à partir des contributions de chaleur (H) et d'humidité (LE) des surfaces naturelles, et des conditions atmosphériques, le modèle diagnostique la température de l'air et l'humidité de l'air à deux mètres au-dessus de la surface. Afin d'obtenir une version complète, le modèle initial a été continuellement amélioré :



- La discrétisation du sol se complexifie, passant de deux couches avec le schéma Force-Restore (Deardorff, 1978), à trois couches (option 3-L) avec l'inclusion d'une couche racinaire (Boone et al., 1999). Une représentation multi-couches (option DIF), non utilisable en début de thèse, est désormais disponible (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011);
- Un drainage gravitaire est ajouté (Noilhan and Mahfouf, 1996);
- Le schéma de neige modifié par Douville et al. (1995) a évolué vers une discrétisation multi-couches (Boone and Etchevers, 2001). Une paramétrisation en 12 couches (Decharme et al., 2016) est aujourd'hui disponible mais non utilisée dans cette thèse;
- L'hydrologie est améliorée par une description du drainage et du ruissellement sous maille (Habets et al., 1999a,b);
- Des évolutions sur les résistances stomatiques intégrant la photosynthèse de la végétation (Calvet et al., 1998) ou la prise en compte de la végétation explicite (Boone et al., 2017) avec une couche surfacique de litière (Napoly et al., 2017) ont été développées.

En dehors des exercices de validation dédiés aux options 3-L et DIF mentionnées dans les deux paragraphes suivants, le module ISBA a été indirectement validé pour des questions hydrologiques (Decharme and Douville, 2006) notamment à travers la chaîne SIM (voir section 3.1.3.1, Habets et al. (2008)). De plus, ISBA a participé à de très nombreux exercices d'inter-comparaison que ce soit à l'échelle locale (voir par exemple Etchevers et al., 2004; Rutter et al., 2009; Best et al., 2015) ou régionale (voir par exemple Boone et al., 2004, 2009; Habets et al., 2003).

Caractéristiques du couvert naturel	Unité
Epaisseur des couches de sol	(m)
Fraction de sable dans les couches de sol	(-)
Fraction d'argile dans les couches de sol	(-)
Fraction de limon dans les couches de sol	(-)
Fraction de sol nu	(-)
Fraction de végétation	(-)
Albédo	(-)
Emissivité	(-)
Hauteur de la végétation	m
Longueur de rugosité	m
LAI (Indice foliaire de la végétation)	$\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$
Résistance stomatique de la végétation	$\text{s m}^{-1}$
Coefficients d'interception de la végétation	(-)
Coefficient d'inertie thermique de la végétation	(-)

TABLE 2.3: Paramètres géométriques et propriétés thermiques, radiatives et physiologiques nécessaires pour ISBA-3L

### ISBA 3-L

ISBA 3-L se distingue de l'approche Force-Restore par l'inclusion d'une couche racinaire entre la fine couche de surface et la couche de sol profond. Dans l'approche Force-Restore, le sol est en effet décomposé en deux couches : une unique couche modélise la température moyenne et le contenu en eau moyen du sol et une fine couche superficielle tient lieu de réservoir pour l'évaporation du sol et interagit avec l'atmosphère pour le calcul des flux turbulents et du bilan radiatif. L'inclusion de cette couche intermédiaire permet notamment : de prendre en compte un gradient vertical d'humidité dans le sol ; d'améliorer la diffusion verticale par drainage gravitaire (de la couche racinaire vers le sol profond) ou ascension capillaire (du sol profond vers la couche racinaire) ; et de représenter de manière réaliste l'eau disponible pour l'évapotranspiration (eau contenue dans la nouvelle couche racinaire).

ISBA 3-L a fait l'objet d'évaluations par [Boone et al. \(1999\)](#) sur des sites agricoles et est depuis utilisé tant en opérationnel pour la prévision numérique du temps qu'en recherche pour la réalisation de simulations climatiques.

### ISBA-DIF

ISBA-DIF, l'option diffusive d'ISBA initiée par [Boone et al. \(2000\)](#), a été développée afin d'améliorer la discrétisation du sol et de pouvoir représenter finement la distribution verticale de la température et du contenu en eau du sol. Pour chaque couche de sol, la température et l'humidité du sol sont calculées grâce aux caractéristiques hydrologiques et de texture de chacune des couches. Ce modèle diffusif, qui permet de simuler des sols non-homogènes verticalement, modélise : la distribution verticale du profil racinaire dans le sol ; les échanges capillaires souterrains ou de surface ; l'infiltration et le ruissellement ; la glace dans le sol.

ISBA-DIF a été validé sur un site de mesure dans le Sud Ouest de la France par [Decharme et al. \(2011\)](#) mais également dans le nord du continent Eurasie par [Decharme et al. \(2016\)](#). ISBA-DIF sera couplé au modèle ALADIN-climat pour l'exercice d'inter-comparaison CMIP6 et prochainement implanté dans le modèle AROME opérationnel pour la prévision du temps.

### 2.2.2 Modèle de canopée urbaine TEB

Développé par [Masson \(2000\)](#) pour répondre à la nécessité de représenter les processus urbains afin d'améliorer les prévisions météorologiques, le module Town Energy Balance (TEB) a pour objectif de représenter les bilans d'énergie et de quantité de mouvement pour les surfaces urbaines. Il est le premier modèle basé sur une approche dite 'canyon'. En effet, avant l'implémentation de TEB, les caractéristiques des surfaces urbaines étaient remplacées par celles du sol nu ou de la roche. La structure 2D de l'approche canyon permet de distinguer les différentes surfaces artificielles (le toit, les deux murs et la route) et ainsi de représenter le piégeage radiatif et les réflexions associées à l'intérieur des rues.

### Schéma d'origine TEB-HIST

Dans sa version historique (HIST), TEB représente des rues sans intersection et infiniment longues pour lesquelles toutes les directions sont équiprobables. Il n'y a qu'une représentation unique possible par maille pour laquelle les caractéristiques urbaines sont décrites par des paramètres moyens : la fraction de bâtiment, la hauteur des bâtiments et la densité surfacique de mur. Afin de mieux représenter le stockage de chaleur et les échanges entre les surfaces artificielles et l'air environnant, les toits, les murs et la route sont discrétisés sur plusieurs couches de matériaux définies par leurs épaisseurs et propriétés thermiques et radiatives (voir Figure 2.5 et Table 2.4).

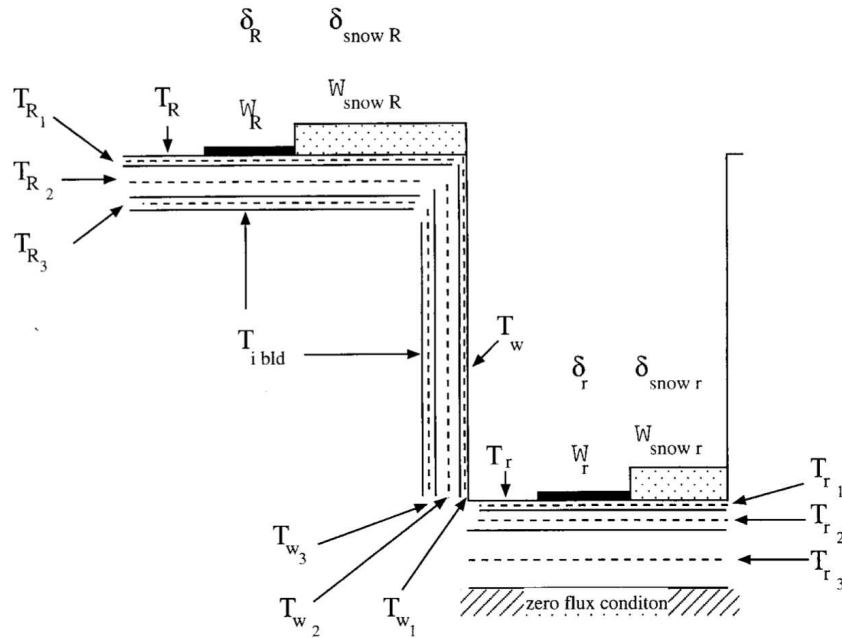


FIGURE 2.5: Discretisation des surfaces (le toit (R), les murs (w) et la route (r)), et présentation des variables pronostiques : température ( $T$  en K), contenu en eau ( $W$ ) et en neige ( $W_{snow}$ ).  $\delta$  et  $\delta_{snow}$  représentent les fractions respectives d'eau et de neige. Source : Masson (2000)

La version historique de TEB fait partie de la famille des modèles de canopée urbaine à une couche. Il représente un volume d'air unique aux caractéristiques uniformes (e.g. température, humidité) à l'intérieur du canyon urbain, le premier niveau du modèle atmosphérique étant situé au-dessus du sommet de la canopée urbaine. TEB résout :

- Le bilan radiatif pour le rayonnement solaire (SW) et infrarouge (LW) pour chaque surface en tenant compte des effets d'ombrages des bâtiments sur la route et les murs et des inter-réflexions entre parois.
- Le bilan d'énergie pour chaque surface avec le calcul des flux de chaleur sensible  $H$  et du flux de chaleur latente  $LE$ . Des flux de chaleur anthropiques  $F_{anth}$  liés au trafic et aux industries peuvent être prescrits comme sources additionnelles ;

- Le bilan thermique de la route et celui des couches du toit et des murs par conduction de chaleur grâce à la température interne du bâtiment.
- Le bilan de quantité de mouvement pour le canyon pour lequel une force de traînée modélise l'interaction entre les bâtiments et l'air du canyon.

A partir des contributions de chaleur (flux de chaleur sensible) et d'humidité (flux de chaleur latente) des surfaces du canyon, et des conditions atmosphériques au-dessus, le modèle diagnostique la température de l'air et l'humidité de l'air dans le canyon à mi-hauteur des bâtiments.

Paramètres géométriques	Unité
Fraction de bâtiment	(-)
Fraction de route	(-)
Hauteur des bâtiments	m
Densité surfacique de mur	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup>
Propriétés thermiques et radiatives	Unité
Épaisseurs des couches du toit, des murs et de la route	m
Capacité calorifique des couches de matériau du toit, des murs et de la route	kJ K <sup>-1</sup> m <sup>-3</sup>
Conductivité thermique des couches de matériau du toit, des murs et de la route	W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
Emissivité du toit, des murs et de la route	(-)
Albédo du toit, des murs et de la route	(-)

TABLE 2.4: *Paramètres géométriques et propriétés thermiques et radiatives nécessaires pour TEB-HIST*

Afin de valider le modèle TEB, de nombreuses expérimentations ont été menées par la communauté scientifique en Europe, en Afrique et en Amérique du Nord. Ainsi TEB a notamment été validé pour différentes villes et sous différents climats à Mexico (Masson et al., 2002), Marseille (Lemonsu et al., 2004), Lodz (Offerle et al., 2005b), Ouagadougou (Offerle et al., 2005a), Nantes (Lemonsu et al., 2007), Toulouse (Pigeon et al., 2008), Bâle (Hamdi and Masson, 2008), Oklahoma city (Lemonsu et al., 2009) et Montréal (Lemonsu et al., 2010).

A l'instar du module ISBA, TEB a subi depuis sa version historique (HIST) de nombreux développements au cours des 15 dernières années, listés brièvement ici :

- TEB-SBL, développé par Hamdi and Masson (2008); Masson and Seity (2009), permet de résoudre la couche limite de surface entre la surface au sol et le sommet de la canopée urbaine et de calculer les profils verticaux des variables microclimatiques dans le canyon.
- TEB-GARDEN, développé par Lemonsu et al. (2012), intègre de manière explicite la végétation urbaine dans le canyon urbain et modélise son interaction avec les surfaces artificielles.
- TEB-GREENROOF, développé par De Munck et al. (2013), modélise le fonctionnement thermoradiatif et hydrologique des toitures végétalisées en interaction avec le bâti et l'atmosphère au-dessus.

- TEB-TREE, développé par Redon et al. (2017), inclut la végétation haute dans le canyon urbain et modélise ses interactions avec les surfaces artificielles et la végétation au sol.
- TEB-HYDRO, en cours de développement, a pour but d'améliorer l'hydrologie dans le sous-sol urbain en permettant notamment les échanges d'eau horizontaux. Ce travail a fait l'objet d'une présentation (<http://www.meteo.fr/icuc9/presentations/NOMTM/NOMTM10-2.pdf>) par Kattia Chancibault (IFSTTAR) lors de l'ICUC9 (9<sup>th</sup> International Conference on Urban Climate)
- TEB-BEM, développé par Bueno et al. (2012), résout le bilan énergétique à l'intérieur des bâtiments et permet d'évaluer les consommations d'énergie de chauffage et de climatisation.
- TEB-PANEL, développé par Masson et al. (2014), permet de munir les toits de panneaux photovoltaïques. Cette option permet notamment d'estimer la production d'électricité due à l'installation de ces panneaux sur les toits.
- TEB-UTCI, développé par Grégoire Pigeon (CNRM), a été implémenté afin d'évaluer le confort thermique des individus dans trois configurations : à l'extérieur au soleil, à l'extérieur à l'ombre, à l'intérieur. Cette option se base sur l'Universal Thermal Comfort Index ([www.utci.org](http://www.utci.org)) auquel est associé une échelle de stress thermique selon la méthode de Fiala et al. (2012) et mis à jour par Bröde et al. (2012).
- TEB-UHI a été développé par Le Bras (Le Bras and Masson, 2015) afin de permettre la reconstruction des forçages météorologiques 2D à partir d'un unique point de mesure opérationnel (ex : sur un aéroport).

Dans ce travail de thèse, l'ensemble de ces options n'a pas été activé. La suite de ce paragraphe présente plus en détail les options utilisées. On notera également que, par abus de langage, la version historique (TEB-HIST) pourra être assimilée à l'appellation TEB seule. Les autres options seront quant-à elles explicitement mentionnées.

### Discretisation de la couche limite de surface (TEB-SBL)

Afin d'améliorer la représentation des grandeurs physiques à l'intérieur du canyon, l'option SBL (Surface Boundary Layer) a été développée (Hamdi and Masson, 2008; Masson and Seity, 2009). Cette option consiste en une discrétisation pronostique du canyon selon la verticale (généralement en six couches). Cette paramétrisation résout les profils verticaux des variables microclimatiques (vent, humidité, température, énergie cinétique turbulente) dans le canyon. Les équations d'évolution de la température et de l'humidité de l'air font respectivement intervenir les contributions de chaleur et d'humidité qui proviennent des surfaces au sol et des murs. Pour les surfaces au sol, ces contributions sont prises en compte au premier niveau de TEB-SBL (50 cm au-dessus du sol). Pour les murs, bien que TEB ne calcule qu'un flux moyen ( $H$  et  $LE$ ) pour toute la surface, la contribution est discrétisée

sur la verticale en fonction de la proportion de murs dans la couche TEB-SBL considérée. De la même manière, un terme de traînée intervient dans l'équation d'évolution du vent, qui dépend d'un coefficient de traînée et de la proportion de surfaces verticales dans la couche TEB-SBL. Les échanges turbulents sur la verticale sont paramétrés selon le schéma de turbulence de Cuxart et al. (2000) avec une longueur de mélange dont la formulation s'inspire des travaux de Santiago and Martilli (2010) (Lemonsu et al., 2012).

L'évaluation sur une rue de Bâle et en mode forcé de cette paramétrisation (Hamdi and Masson, 2008), a montré des améliorations (par rapport à la version HIST) dans la représentation de la température potentielle, du vent, de la vitesse de frottement et des flux turbulents. Depuis, cette paramétrisation est largement utilisée dans les études d'impact réalisées avec TEB.

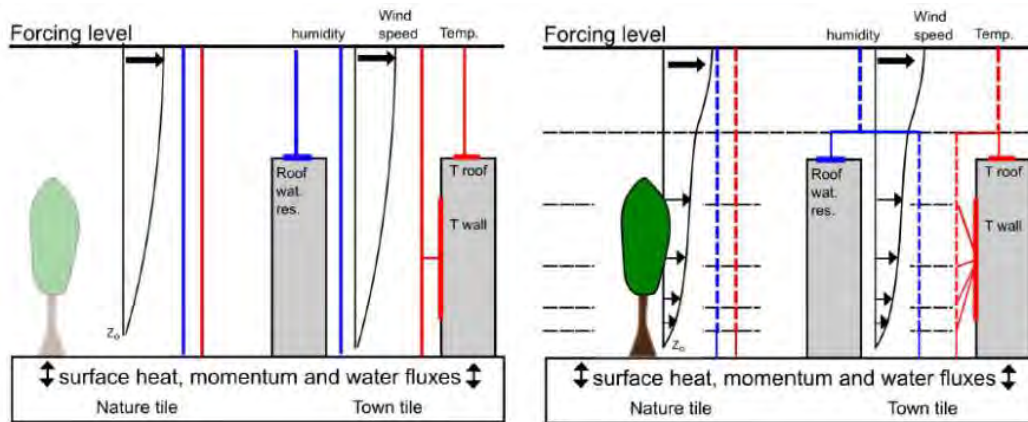


FIGURE 2.6: Schéma de couplage entre la surface et l'atmosphère pour TEB-HIST (gauche) et TEB-SBL (droite). Source : Masson et al. (2013a)

### Interaction avec la végétation urbaine (TEB-GARDEN)

Dans SURFEX, lorsque les zones urbaines comportent des espaces naturels (jardins, parcs), les surfaces artificielles et naturelles sont traitées séparément par TEB et ISBA respectivement et les variables climatiques agrégées en fonction des fractions respectives de chaque type de surface. Il n'y a donc aucune interaction possible entre les bâtiments et la végétation (voir Figure 2.7, gauche). Les effets du microclimat urbain sur les couverts naturels (notamment l'ombrage) ainsi que l'impact de la végétation urbaine (principalement à travers l'évapotranspiration) sur les variables microclimatiques dans le canyon sont négligés. Dans le cas d'une simulation couplée intégrant la version historique du modèle TEB, on notera néanmoins, qu'à l'échelle de la maille SURFEX, le modèle ISBA et le modèle TEB sont soumis au même forçage dans lequel est inclut la signature urbaine des pas de temps précédents.

La version historique de TEB a été modifiée par Lemonsu et al. (2012) afin d'inclure la végétation basse dans le canyon urbain sous la forme d'une fraction d'occupation du sol (voir Figure 2.7),

droite). Cette option est appelée TEB-VEG (dans la littérature) ou TEB-GARDEN (dans le code informatique). TEB-GARDEN permet donc de modéliser les interactions à l'échelle du canyon entre la route, les bâtiments, et la végétation (appelée jardin).

La végétation urbaine qui est définie comme une agrégation de sol nu et de végétation basse ne demande pas de traitement spécifique par rapport à la végétation située en dehors des villes. Le modèle ISBA est donc utilisé pour paramétrer les échanges radiatifs et énergétiques avec l'atmosphère ainsi que les processus hydrologiques et thermiques dans le sol. Les paramètres descriptifs de la végétation urbaines nécessaire à ISBA doivent cependant être renseignés (voir Table 2.3).

TEB-GARDEN intègre donc de manière explicite la végétation dans le bilan radiatif et énergétique du canyon urbain :

- Les contributions radiatives solaire et infrarouge absorbées par la fraction de jardin sont calculées en tenant compte des effets d'ombrage des bâtiments sur la végétation et des multiples réflexions sur les surfaces artificielles. Réciproquement, les émissions radiatives de la végétation sont prises en compte dans les échanges radiatifs entre les différentes surfaces. On note cependant que les effets d'ombrage de la végétation sur les surface artificielles ne sont pas modélisés puisque seule la végétation basse est représentée).
- Le bilan énergétique résolu par le modèle ISBA tient compte des conditions atmosphériques (vent, humidité, température) à l'intérieur du canyon. Lorsque seul TEB-GARDEN est activé, ces conditions sont celles à mi-hauteur du canyon. Lorsque TEB-GARDEN et TEB-SBL sont activés conjointement, les conditions atmosphériques correspondent aux variables microclimatiques du niveau le plus proche de la surface.
- Les paramètres micro-climatiques du canyon sont fonction de la contribution de la fraction de jardin. En particulier, les températures de l'air aux différents niveaux du canyon tiennent compte à la fois des flux de chaleur sensible issus de la route et des murs et de celui issu de la végétation.

Afin de quantifier les bénéfices d'une telle approche, TEB-GARDEN a été validé à l'aide de mesures effectuées par [Shashua-Bar et al. \(2009\)](#) sur des cours végétalisées semi-fermées en Israël. Cette modélisation a montré par rapport à TEB-HIST une meilleure représentation de la température et de l'humidité dans le canyon.



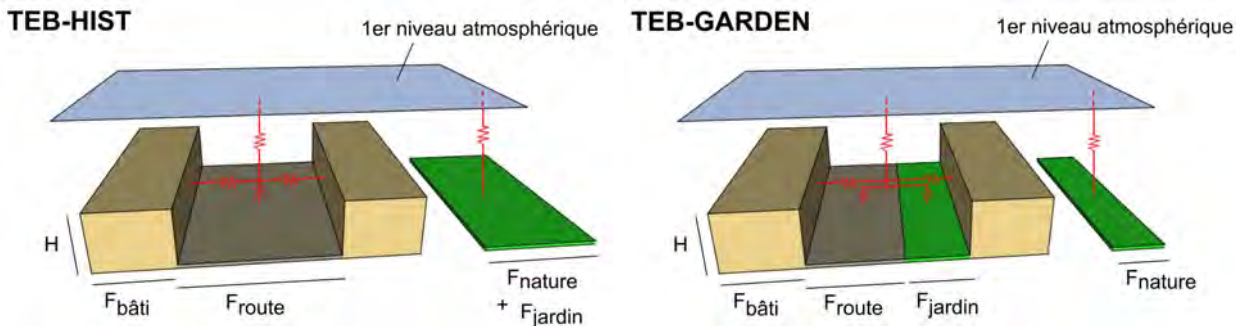


FIGURE 2.7: Représentation schématique du canyon urbain sans (cas TEB-HIST) et avec TEB-GARDEN.

### Modélisation de l'énergétique du bâtiment (TEB-BEM)

Afin de pouvoir évaluer les consommations d'énergie des villes et le coût énergétique du changement climatique sur les villes, l'option BEM d'énergétique du bâtiment (Building Energy Model), a été développée par [Bueno et al. \(2012\)](#). TEB-BEM permet donc d'estimer les consommations énergétiques (chauffage et climatisation) à l'échelle de la ville mais également de modéliser l'impact de tels modes de consommation sur le climat urbain. Dans cette option, l'ensemble du bâtiment est considéré comme une seule zone dans laquelle une masse thermique unique représente l'inertie thermique de l'ensemble des composants du bâtiment (voir Figure 2.8). La surface du bâtiment en contact avec le sol est supposée parfaitement isolée. À partir des caractéristiques du bâtiment nécessaires à son utilisation (voir Table 2.5), TEB-BEM calcule le bilan thermique du bâtiment en tenant compte : de la conduction et de la convection à travers les parois du bâtiment (murs, toit) ; du rayonnement solaire à travers les fenêtres (avec possibilité de modéliser une fermeture de volets) ; des apports de chaleur liés aux charges internes dans les bâtiments ; de la climatisation ou du chauffage (activé(e) par le respect d'une température de consigne) ; de l'infiltration d'air et de la ventilation (ouverture des fenêtres manuelle ou automatique).

Il est également possible d'inclure une description avancée des systèmes de climatisation. Dans ce cas, la déshumidification de l'air et les rejets de chaleur latente et sensible associés au système sont modélisés et les rejets d'humidité et de chaleur s'effectuent dans le canyon ou au niveau du toit.

Le modèle TEB-BEM a été validé de trois manières différentes. Une simulation sur la période 2004-2005 a permis de valider le modèle sur les données observées de la campagne expérimentale CAPITOU (Masson et al., 2008). Un exercice d'inter-comparaison entre le modèle TEB-BEM et le modèle de référence TEB-EnergyPlus (Crawley et al., 2001) a été réalisé (Bueno et al., 2012). Enfin, Pigeon et al. (2014) ont validé les performances énergétiques de TEB-BEM pour cinq types de bâtiments représentatifs des bâtiments parisiens et deux types de climats contrastés.



Paramètres additionnels pour BEM	Unité
Hauteur de plancher	m
Epaisseur des couches de plancher	m
Capacité calorifique des couches de matériau du plancher	$\text{kJ K}^{-1}.\text{m}^{-3}$
Conductivité thermique des couches de matériau du plancher	$\text{W m}^{-1}.\text{K}^{-1}$
Proportion de vitrage sur les murs	$\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$
Transmissivité des fenêtres avec et sans volet	(-)
Résistance thermique des fenêtres	$\text{K.m/W}^{-2}$
Températures de consigne de chauffage et de climatisation	K
Propriétés des climatiseurs et chauffage	(-)
Propriétés de la ventilation manuelle et/ou automatique	(-)

TABLE 2.5: Paramètres additionnels nécessaires pour l'activation de TEB-BEM

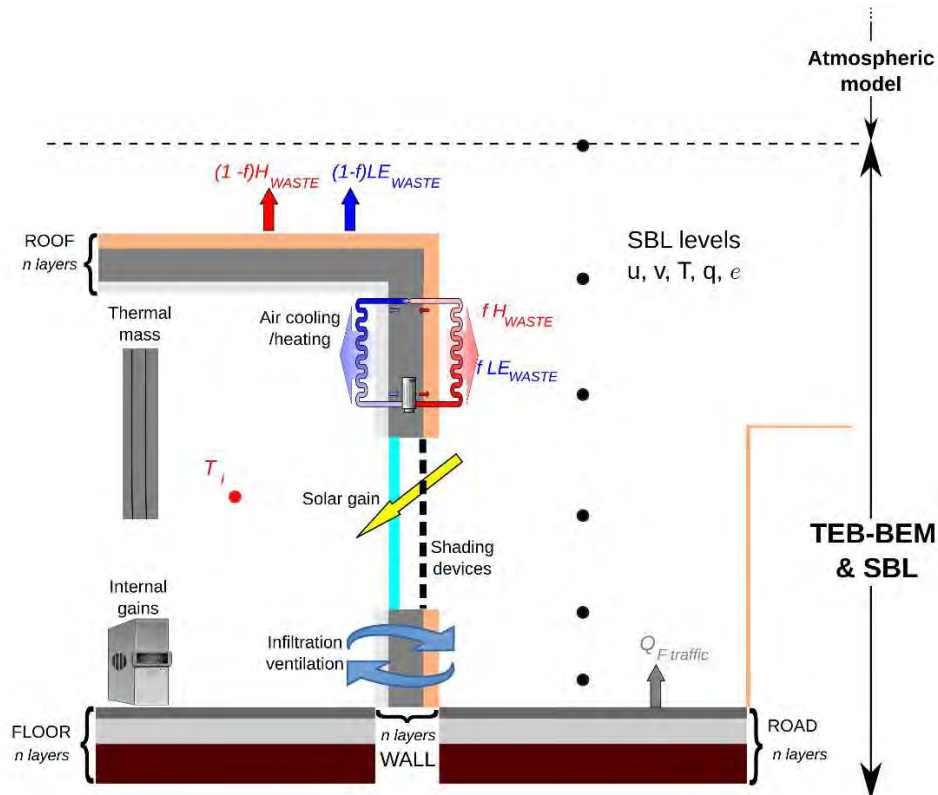


FIGURE 2.8: Représentation des principaux processus physiques inclus dans TEB-BEM. Le schéma représente également la version multi-couche du schéma TEB-SBL (Hamdi and Masson, 2008) et le couplage avec un modèle atmosphérique. Source : Bueno et al. (2012)

### 2.2.3 Modélisation des lacs, des mers et océans

SEAFLX avec l'option ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates) et WATFLX sont des paramétrisations simples qui permettent de calculer les flux turbulents au-dessus des mers/océans (SEAFLX) et des lacs (WATFLX). Les paramétrisations sont basées sur la même approche simplifiée dans laquelle les variables pronostiques sont supposées constantes dans le

temps. Les flux turbulents sont alors calculés à partir des équations *Bulk*.

Pour WATFLX, les coefficients d'échange sont fixes et la longueur de rugosité est donnée par l'équation de Charnock.

$$z_0 = 0.015 \frac{u_*^2}{g} \quad (2.2)$$

avec  $z_0$  la longueur de rugosité,  $u_*$  la vitesse caractéristique issue de la théorie de Monin-Obukov et  $g$  la constante de gravité.

Pour SEAFLX (ECUME), la longueur de rugosité et les coefficients d'échange sont calculés de manière itérative et les équations *bulk* peuvent prendre en compte les effets de la salinité de l'eau de mer, des variations de densité de l'air, des rafales de vent et des précipitations.

Il faut également noter que bien que les variables pronostiques soient supposées constantes, la température de surface évolue néanmoins au cours de la simulation à l'aide d'une climatologie mensuelle issue soit des données ERA-intérim (voir section 2.1.1.3) pour ALADIN, soit de la prévision opérationnelle pour AROME. De nouvelles paramétrisations sont depuis disponibles mais elle n'ont pas été utilisées au cours de cette thèse. Ainsi l'option FLAKE est désormais utilisée pour les lacs. Pour plus de détails, ces développements sont présentés dans la documentation SURFEX en ligne : [http://www.umr-cnrm.fr/surfex/IMG/pdf/surfex\\_scidoc\\_v2-2.pdf](http://www.umr-cnrm.fr/surfex/IMG/pdf/surfex_scidoc_v2-2.pdf).

## 2.2.4 Initialisation

SURFEX nécessite deux étapes d'initialisation, il faut d'abord détailler les caractéristiques de surface puis prescrire l'état initial des variables pronostiques.

### 2.2.4.1 Prescription des caractéristiques de surface

Les caractéristiques de surface nécessaires au fonctionnement de SURFEX sont la topographie, les textures des sols (fractions de sable, d'argile et de limon), les masques des différents types de couverts ("mers/océans", "eaux continentales", "couverts urbains", "couverts naturels"), ainsi que les paramètres d'entrée nécessaires au fonctionnement des modèles de surface dont ISBA (voir Table 2.3) et TEB (voir Table 2.4). La topographie et les textures des sols sont issues respectivement des bases de données GTOPO30 (U.S. Geological Survey : <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>) et Harmonized World Soil Database (HWSD, Batjes, 2009). Les autres données sont dérivées des bases de données EcoclimapI ou EcoclimapII décrites ici.

#### Base de données EcoclimapI

La base de données EcoclimapI (Masson et al., 2003) a été créée pour initialiser les modèles SVATs (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) couplés aux modèles météorologiques ou climatiques. EcoclimapI est une base de données globale à 1 km de résolution horizontale de modes d'occupation des sols et de paramètres de surface. Sur la base de cartes climatiques ou d'occupation des sols (ex :

Corine Land Cover) et de produits satellitaires AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), 15 types de couverts pour 16 climats différents répartis sur les 5 continents ont été identifiés. Certaines de ces données ont été agrégées, notamment en fusionnant certains écosystèmes supposés peu différents, afin d'obtenir 215 classes sur l'ensemble du globe dont 90 pour l'Europe.

Des paramètres de surface ont été associés à chaque classe, selon les principes suivants :

- Chaque classe est définie comme une combinaison des quatre types de couverts "mers/océans", "eaux continentales", "couverts urbains", "couverts naturels" (végétation, sol nu).
- Pour chacun de ces types de couverts, et pour la classe considérée, des paramètres de surface standards sont prescrits (voir par exemple la Table 2.6 pour les paramètres urbains).
- Le type "couverts naturels" est subdivisé en 12 sous-types décrivant la grande variété de ces couverts sur la globe : neige éternelle, roche, sol nu, culture C3, culture C4, arbres à feuilles caduques, confères etc.
- Le type "couverts urbains" est subdivisé en 11 classes urbaines sur l'Europe (voir Table 2.6) sur la base de la classification Corine Land Cover.

Cette base de données ainsi obtenue a fait l'objet de nombreuses études et son utilisation est largement répandue, par exemple lors de l'exercice d'inter-comparaison de modèles (The AMMA Land surface Model Intercomparison Project, Boone et al., 2009).

Classes EcoclimapI	Fraction bâtiment (-)	Fraction route (-)	Fraction nature (-)	Hauteur bâtiments (m)	Densité surfacique de mur ( $\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ )	Longueur de rugosité (m)
Urbain dense	0.45	0.45	0.10	30	0.90	3.0
Banlieues méditerranéennes	0.30	0.30	0.40	10	0.30	1.0
Banlieues tempérées	0.30	0.30	0.40	10	0.30	1.0
Banlieues froides	0.30	0.30	0.40	10	0.30	1.0
Usines et centres commerciaux	0.45	0.45	0.10	20	0.45	2.0
Réseaux routiers et ferroviaires	0.09	0.81	0.10	5	0.09	0.5
Aménagements portuaires	0.45	0.45	0.10	20	0.90	2.0
Aéroports	0.03	0.27	0.70	10	0.10	0.01
Extraction minérale, chantiers	0.01	0.09	0.70	5	0.10	0.1
Parcs urbains	0.01	0.09	0.70	5	0.10	0.5
Installations sportives	0.10	0.10	0.80	10	1.00	1.0

### Base de données EcoclimapII

Basée sur la même méthode qu'EcoclimapI, la base de données EcoclimapII (Faroux et al., 2013) en est une mise à jour qui utilise les données Corine Land Cover (CLC2000) complétée par les données Global Land Cover (GLC2000) et les redistribue dans de nouvelles classes plus adaptées d'un point

Paramètres identiques	Albédo (-)	Emissivité (-)	Epaisseur (m)	Capacité calorifique ( $\text{kJ.K}^{-1}.\text{m}^{-3}$ )	Conductivité thermique ( $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ )
Toit (3 couches)	0.15	0.90	0.05 / 0.40 / 0.10	2.11 / 0.28 / 0.29	1.51 / 0.08 / 0.05
Murs (3 couches)	0.25	0.85	0.02 / 0.12 / 0.05	1.55 / 1.55 / 0.29	0.93 / 0.93 / 0.05
Route (3 couches)	0.08	0.94	0.05 / 0.10 / 1.00	1.94 / 1.28 / 1.28	0.75 / 0.25 / 0.25

TABLE 2.6: Paramètres associés aux 11 classes urbaines d'EcoclimapI

de vue climatique (en tenant compte notamment de la latitude, la topographie, et la proximité de la mer). Dans cette nouvelle version, le LAI et le NDVI proviennent de données satellitaires fournies respectivement par MODIS et SPOT/Végétation (pour la période 1999-2005 considérée comme représentative) et sont utilisés pour agréger automatiquement et selon des méthodes statistiques les différentes classes relatives aux surfaces naturelles. Les classes urbaines ont quant à elles été redéfinies du fait de la mise à jour de la base de données Corine Land Cover, plus détaillée que celle utilisée pour EcoclimapI. A titre d'exemple, la Figure 2.9 montre, pour le domaine AROME centré sur la région toulousaine, la répartition des classes urbaines pour les deux bases de données. Au total, EcoclimapII comporte 273 classes d'occupation des sols.

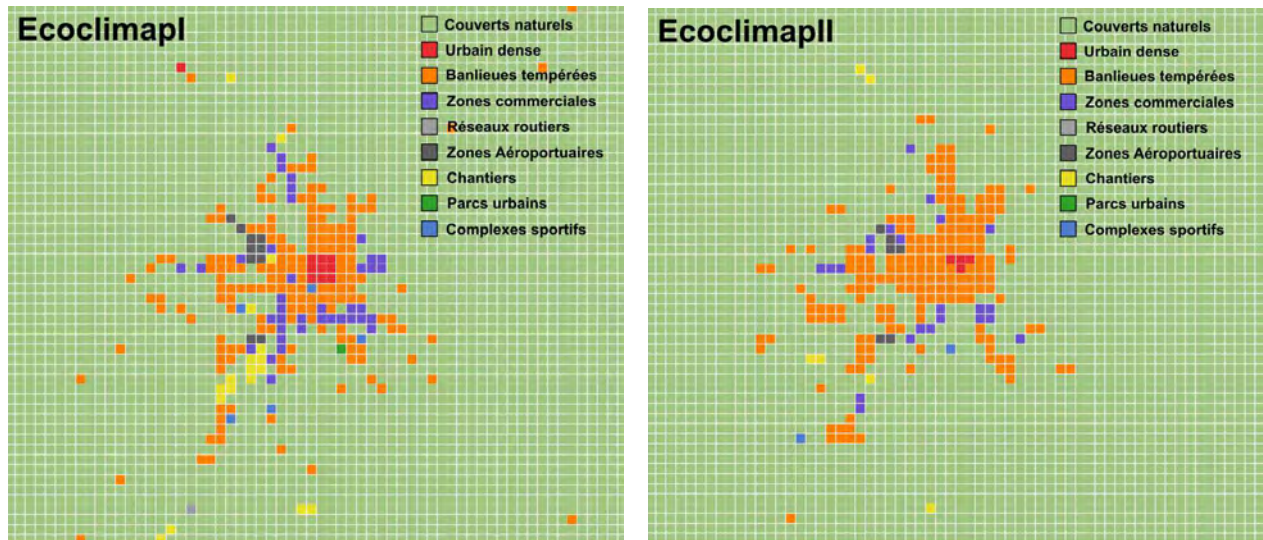


FIGURE 2.9: Répartition des classes urbaines (à 1 km de résolution) dans EcoclimapI (gauche) et EcoclimapII (droite) pour l'agglomération de Toulouse.

### Définition des paramètres sur la grille du modèle

Les bases de données Ecoclimap I et II, définies à 1 km de résolution, sont projetées sur la grille du domaine de simulation (ALADIN ou AROME) à plus basse résolution, de sorte que chaque maille est composée d'une combinaison de classes Ecoclimap (selon des fractions d'occupation définies à

partir de l'étape de projection). Connaissant les caractéristiques des classes Ecoclimap, on peut en déduire : (1) les masques des quatre types de couverts, (2) les paramètres moyens de chaque type de couverts dans la maille. Par exemple, si la maille du modèle contient une fraction de la classe "Urbain dense" et de la classe "Banlieues tempérées", la fraction de bâtiments dans la maille sera calculée comme la moyenne des fractions de bâtiments attribuées par Ecoclimap à chacune de ces classes, en fonction de leur fractions d'occupation.

Notons que les classes urbaines incluent une part de nature. Cette fraction de couverts naturels est traitée par ISBA lorsque TEB est appliqué dans sa configuration historique (TEB-HIST). Dans le cas TEB-GARDEN, tout ou partie de la fraction de végétation est incluse dans le masque "couverts urbains". Enfin, si TEB n'est pas activé (ce qui est notamment le cas pour les applications en climat global), les surfaces imperméables sont converties en surfaces rocheuses, et de ce fait incluses dans le masque "couverts naturels" et sont traitées par ISBA.

#### 2.2.4.2 Initialisation des variables pronostiques

L'état initial des variables pronostiques de surface (voir Table 2.7) se fait de la même manière que pour les variables pronostiques atmosphériques. Les champs issus de la ré-analyse ERA-interim ou de l'analyse de surface d'ALADIN-oper sont réinterpolés sur la grille ALADIN ou AROME. Toutefois, ces données ne comportant pas de paramétrisation spécifique pour les zones urbaines, les grandeurs du premier niveau atmosphérique sont utilisées pour initialiser les températures du toit et des murs tandis que la température de la route est initialisée à partir de la température du sol. La température et l'humidité de l'air dans le canyon sont également choisies égales aux grandeurs du premier niveau atmosphérique.

Variables pronostiques dans ISBA 3-L	Unité
Températures des couches du sol	K
Contenu en eau des couches du sol	$\text{kg m}^{-2}$
Contenu en glace des couches du sol	$\text{kg m}^{-2}$
Réservoir de neige du sol	$\text{kg m}^{-2}$
Température de la neige du sol	K
Densité de la neige du sol	$\text{kg m}^{-3}$
Albédo de la neige du sol	(-)
Variables pronostiques dans TEB	Unité
Températures des couches du toit, des murs et de la route	K
Température interne du bâtiment	K
Réservoirs d'eau du toit et de la route	$\text{kg m}^{-2}$
Réservoirs de neige du toit et de la route	$\text{kg m}^{-2}$
Température de la neige du toit et de la route	K
Densité de la neige du toit et de la route	$\text{kg m}^{-3}$
Albédo de la neige du toit et de la route	(-)
Température de l'air dans le canyon	K
Humidité spécifique de l'air dans le canyon	$\text{kg kg}^{-1}$

TABLE 2.7: *Liste des variables pronostiques dans ISBA 3-L et TEB-HIST*

## Chapitre 3

# Étude des interactions entre ville et climat à l'échelle régionale

### Sommaire

---

<b>3.1 Apport d'une paramétrisation urbaine explicite dans la modélisation climatique régionale pour étudier les interactions entre ville et climat</b>	<b>54</b>
3.1.1 Résumé de l'article . . . . .	54
3.1.2 Article . . . . .	56
3.1.3 Informations complémentaires . . . . .	86
3.1.4 Evaluation complémentaire . . . . .	89
<b>3.2 Impact des conditions atmosphériques sur l'îlot de chaleur . . . . .</b>	<b>91</b>
3.2.1 Une dépendance saisonnière . . . . .	91
<b>3.3 Interactions entre ville et climat en période d'évènements extrêmes . .</b>	<b>94</b>
3.3.1 Présentation des évènements extrêmes étudiés . . . . .	94
3.3.2 Effets urbains pendant les vagues de chaleur . . . . .	95
3.3.3 Effets urbains pendant les vagues de froid . . . . .	98
<b>3.4 Conclusions . . . . .</b>	<b>98</b>

---



Ce chapitre s'attache à comprendre l'importance des villes dans les enjeux climatiques et à en évaluer leurs impacts sur les températures et précipitations à l'échelle régionale. Il vise également à quantifier l'apport de la modélisation explicite des villes pour la représentation des processus urbains, tels que l'îlot de chaleur, dans une simulation climatique. Une analyse complémentaire étudie la sensibilité des résultats aux conditions atmosphériques, au regard de la variabilité saisonnière et des régimes de temps avec une attention particulière sur les vagues de chaleur et les vagues de froid.

### 3.1 Apport d'une paramétrisation urbaine explicite dans la modélisation climatique régionale pour étudier les interactions entre ville et climat

Ces travaux ont fait l'objet d'un article soumis au journal *Climate Dynamics* et sont donc présentés en l'état. Le résumé préalable présente le contenu et les conclusions de l'article tandis que des informations complémentaires sur les données d'observation utilisées et l'évaluation du modèle ALADIN sont ajoutées après l'article.

#### 3.1.1 Résumé de l'article

Jusqu'à présent, les modélisations climatiques globales ou régionales utilisées pour comprendre et caractériser le climat et le changement climatique n'intègrent pas de modélisation explicite des zones urbaines. Si cela n'est pas primordial pour les Modèles de Circulation Générale, les très hautes résolutions atteintes récemment par les Modèles de Climat Régionaux (RCM) peuvent justifier et nécessiter une représentation plus réaliste des villes. En effet, bien que celles-ci ne soient a priori pas en mesure d'influencer les tendances climatiques à l'échelle globale (Parker, 2010), elles sont à même de modifier le climat local et régional. Ces modifications ont notamment été quantifiées à l'aide de RCM sur l'Europe par Trusilova et al. (2008) et sur la Grande-Bretagne par McCarthy et al. (2012). Ces études montrent une augmentation des précipitations (+8 % en hiver et +19 % en été) et des températures (îlots de chaleur moyen de 1°C à +2°C) en ville.

A l'échelle de la France, aucune étude à notre connaissance n'a été dédiée à la modélisation des interactions entre villes et climat. Afin de comprendre l'impact potentiel de l'urbanisation sur le climat régional, et d'évaluer les bénéfices que peut apporter un modèle de canopée urbaine détaillé par rapport à une approche plus simple, trois expériences différentes ont été réalisées avec le modèle de climat régional couplé ALADIN-SURFEX à 12 km de résolution horizontale sur la France. Ces expériences se basent sur trois descriptions de l'occupation des sols pour les zones urbaines associées à différentes paramétrisations de surface : (1) l'expérience CITY correspondant à la description explicite et la modélisation des villes avec le modèle de canopée urbaine TEB, (2) l'expérience ROCK



représentant les zones urbaines par de la roche (et une forte rugosité) ayant une structure plane mais des propriétés thermiques et dynamiques proches de celles des environnements urbains (approche conventionnelle appliquée dans ALADIN), et (3) l'expérience VEG pour laquelle les villes sont remplacées par des couverts naturels correspondant à la végétation environnante. Pour les expériences (2) et (3), les processus de surface sont modélisés avec le schéma de sols naturels et de végétation ISBA.

Avant d'étudier l'impact de ces expériences sur le climat local et régional, la nouvelle version d'ALADIN est évaluée sur la France métropolitaine par comparaison aux données d'analyse SAFRAN (voir 3.1.3.1). Cette évaluation, effectuée indépendamment par saison, montre des résultats satisfaisants en ce qui concerne les précipitations avec des biais moyens compris entre  $-0,5 \text{ mm jr}^{-1}$  et  $+0,5 \text{ mm jr}^{-1}$ . Cependant, la sous-représentation de la nébulosité dans ALADIN semble entraîner une surestimation du rayonnement solaire incident comprise entre  $+12 \text{ W m}^{-2}$  et  $+40 \text{ W m}^{-2}$ . Pour les températures proches de la surface, les biais varient entre  $-1.1^\circ\text{C}$  pour la température minimale en hiver et  $+2.8^\circ\text{C}$  pour la température maximale en été. En outre, la variabilité saisonnière inter-annuelle est en adéquation avec les données d'analyse SAFRAN puisque les coefficients de corrélation affichent des valeurs supérieures à 90 %.

L'analyse de sensibilité comparant les expériences CITY, ROCK et VEG montre que, même pour une résolution spatiale de 12 km, la modélisation des processus de surface sur les zones urbaines a un impact sur la modélisation de la température de l'air proche de la surface. L'effet des grandes villes françaises, estimé par la différence des champs de température entre les expériences CITY ou ROCK et l'expérience VEG, indique une tendance systématique au réchauffement de la température proche de la surface. Avec des valeurs allant jusqu'à  $+1.5^\circ\text{C}$ , ce réchauffement est maximal pour Paris qui est la ville française la plus étendue et la plus peuplée, et dont l'empreinte est la plus importante à l'échelle de la maille ALADIN. Au-delà de l'effet très local, il est aussi démontré que les villes peuvent influencer leur environnement à l'échelle régionale, et que l'intensité et l'étendue spatiale de cette signature sur la température de l'air sont plus importantes dans la simulation ALADIN activant le modèle de canopée urbaine détaillé (CITY) que dans la simulation basée sur une description simplifiée (ROCK). Ainsi dans l'expérience CITY, les villes ont un impact significatif sur un domaine plus grand que leur emprise spatiale ( $+8 \%$  en hiver et  $+29 \%$  en été).

En outre, sur la base de séries quotidiennes de référence, la distribution annuelle des intensités des îlots de chaleur urbains (ICU) parisiens a été évaluée pour chaque expérience (CITY, ROCK, VEG). Cet îlot de chaleur est défini comme l'anomalie de température entre la température d'une station installée en centre-ville de Paris (parc Montsouris) et la moyenne des température des stations situées à Chartres et à Melun ( $T_{rur}$ ). Spécifiquement pour l'expérience CITY, les modèles TEB et ISBA calculent des températures de l'air distinctes pour les parties urbaine et naturelle du point de grille. L'ICU peut donc dans ce cas également être calculé comme la différence de température entre la température de l'air calculée par TEB à l'intérieur du canyon urbain (sans tenir compte de

la partie ISBA) et la température rurale ( $T_{rur}$ ). Les distributions de l'ICU calculées de cette façon sont appelées CITY(TEB). Il est alors souligné que le modèle de canopée urbaine détaillé permet d'améliorer la modélisation de l'îlot de chaleur urbain. En effet, la distribution de l'îlot de chaleur nocturne est mieux représentée dans les expériences CITY et CITY(TEB) avec des biais moyens de 1.2°C et 0.6°C (comparé à 1.4°C dans l'expérience ROCK). Pour les îlots de chaleur diurnes, la végétation entourant la station urbaine de référence (située dans un parc public) contribue à refroidir la température de l'air et peut expliquer les îlots de chaleur trop intenses produits avec l'expérience CITY (biais moyen de 0.6°C comparé à 0.1°C dans l'expérience ROCK). Finalement, l'expérience CITY est utilisée pour évaluer les îlots de chaleur nocturnes des plus grandes villes françaises. Avec des intensités moyennes comprises entre 1.7°C et 3.6°C, Marseille, Lyon et Nice semblent être les villes les plus sujettes à des îlots de chaleur intenses. Toulouse, Nantes, Lille et Bordeaux semblent quant-à elles conserver des îlots de chaleur moyens inférieurs à 1°C.

### 3.1.2 Article

**Daniel M.**, Lemonsu A., Déqué M., Somot S., Alias A., Masson V. (en révision). Benefits of explicit urban parametrization in regional climate modeling to study climate and city interactions. *Climate Dynanmics*.

**NOTE : A la date du 10/01/2018, cet article est accepté avec révisions majeures. Son état actuel présenté ici constitue donc une version préalable qui pourrait évoluer.**

## Benefits of explicit urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interactions

M. Daniel<sup>1</sup>, A. Lemonsu<sup>\*1</sup>, M. Déqué<sup>1</sup>, S. Somot<sup>1</sup>, A. Alias<sup>1</sup>, V. Masson<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Météo-France/CNRS, Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse cedex, France

---

### Abstract

Global or Regional Climate Models (RCM) used to characterize climate and climate change do not include explicit modeling of urban areas. However the very high resolutions reached by the RCMs enhance the need to take into account a representation of the cities. To understand the potential impact of urbanization on the regional climate, and to evaluate the advantages of a detailed urban canopy model compared with a simpler approach, different experiments were carried out at a 12km of horizontal resolution with the coupled RCM ALADIN-SURFEX over France. These experiments are based on three descriptions of land use and urban modeling corresponding to an explicit modeling of cities with the urban canopy model TEB, a conventional and simpler approach representing urban areas as rocks and a vegetated experiment for which cities are replaced by natural covers. Before assessing the impact of these experiments on local and regional climate, the ALADIN model is evaluated and even though the incoming solar radiation seems overestimated, it shows satisfying results in terms of precipitation and near-surface temperatures. The sensitivity analysis performed on the three different representations of cities shows that urban areas have an impact on modeled near-surface temperature. A further analysis on a few large French cities indicates that over the 30 years of simulation they all induce a warming trend with values up to +1.5°C for the city of Paris. The city model shows also a significant impact beyond the city spatial extent. Furthermore, the focus on the city of Paris highlights that a detailed urban canopy model can improve the modeling of the urban heat island compared with a simpler approach.

---

*Keywords: Urban parametrization; Regional climate model; City and climate interactions; Urban Heat Island; ALADIN; TEB*

\*Corresponding author

Aude Lemonsu

aude.lemonsu@meteo.fr / 0033 561 07 97 52

## 1. Introduction

Climate change and global warming due to greenhouse gas emissions have been observed for several decades and tend to intensify in the future (IPCC 2014). To understand and to characterize these long-term climatic evolutions, General Circulation Models (GCMs) are implemented at the global scale (Cubasch et al. 1992). However, the coarse spatial resolution of these models do not allow to describe accurately some of regional (10-50 km) or local-scale (1-4 km) processes such as influences of topography or land cover heterogeneities (Houghton et al., 2001). In order to improve the simulations over a specific region of the globe, statistical downscaling (Wilby and Wigley, 1997) and dynamical downscaling (Giorgi, 1990) approaches have been developed. Dynamical downscaling consists in running higher resolution limited area models also called Regional Climate Models (RCMs) that are driven by re-analyses or GCMs. These models have typical horizontal resolutions of 50 km to 10 km that allow to catch most of the regional scale effects.

Such spatial resolutions are indeed required for realistically model some physical or dynamical processes and evaluating regional or local impacts of climate change. In addition, changes in land uses and land covers - and especially urbanization process that is driven by demographic expansion - may significantly influence the regional climate (Houghton et al. 2001). Based on long-term observation series over the second half of the 20th century, warming effect due to urbanization were already observed at the regional scale in the United States (Stone 2007) and in China (Hua et al. 2008, Jones et al. 2008). Cities are consequently strategic places where interact the urban climate (especially urban heat island phenomenon) and local effects of climate change that may have a significant influence on larger scale environment. Motivated by major societal challenges, these issues are widely studied today by scientific community through different modeling and methodological approaches.

Some studies favor a realistic modeling of urban processes by running urban canopy models at kilometeric spatial resolutions. Früh et al. (2009) and Lemonsu et al. (2013) assessed this way the future climate of Frankfurt (Germany) and Paris (France) respectively, with offline simulations of urban climate forced by statistically or dynamically downscaled GCMs and RCMs. Although their approaches partially capture the city and atmosphere interactions, they do not treat the impact of cities on regional climate. Inline atmospheric modeling coupled to urban model is required to explicitly take into account feedbacks of cities on climate. As an example, Yang et al. (2016) performed RCM simulations at 4- km resolution with WRF over Phoenix area (AZ, US) to study impact of urbanization on precipitation. Using the same set-up over Tokyo (Japan), Kusaka et al. 2012a investigated evolution of heat stress for population, by comparing occurrences of August warm nights between 2080 and the present day. The computational time of these numerical studies that focus on specific cities with high spatial resolution significantly constrains the simulation duration. It is thus possible to study meteorological events or peculiar time periods of interest but impossible to investigate regional climate trends.

Some regional climate studies investigated urban effects but using a coarser resolution and simple slab representation of cities. Based on RCM modeling with a 36-km spatial resolution over 1990-1995 time period, Lamprey et al. (2005) studied, the effects of land use changes due to urbanization and agriculture on regional climate of northeastern United States. They found near-surface temperature increases of 0.8°C in summer and 1.0°C in winter. Similarly, McCarthy (2012) simulated the climate evolution of United Kingdom between 1970-1990 and 2040-2060 running the HadRM3 model with a 25-km resolution driven by the Hadley Center GCM. They found that the urban heat island (UHI) in London (of 2°C in summer and 1°C in winter) may be affected by variation smaller than 0.1°C in the future.

As a conclusion, the current studies on climate change impact on cities are done either in stand-alone mode, implying that the feedback from cities on local climate is not taken into account, or using meso-scale urbanized model but for short time periods of simulations, or using long-term

RCM modeling but with rather coarse resolution (compare to urban processes scale) and often without explicit urban parameterization. Facing these methodology issues, Trusilova et al. (2007) proposed an innovative and advanced approach by running the MM5 RCM (10-km resolution) coupled with the TEB urban canopy model over the western Europe for July and December 2000-2005. On a smaller domain over Belgium and the north of France, Hamdi et al. (2014) compared the urban canopy model TEB with a slab model for 30 consecutive summers. The use of the ALARO model at 4km resolution over the period 1960-1990 highlighted an increase in minimum and maximum temperatures of  $0.4^{\circ}\text{C}$  with the use of the TEB model. This increase in temperature allows a better representation of the nocturnal and diurnal urban heat islands. Other simulations following the A1B scenario conducted by Hamdi et al. (2014) and Hamdi et al. (2015) show that the cities of Paris and Brussels might warm up by more than  $1.5^{\circ}\text{C}$  by 2050. These studies also conclude that the nocturnal urban heat islands associated with these cities should not be significantly altered while diurnal ICU intensities may be limited.

Inspired by these works and those of McCarthy (2012), the present study focuses on a regional climate modeling framework, by running ALADIN-Climate RCM over France with a 12-km spatial resolution and for a long-term simulation of 30 years. The objective is to evaluate the model performances for a past period for which observations are available. The sensitivity of the results to the representation of cities in the model is investigated, and especially the potential benefits that a complex urban canopy model can bring compared to a simpler representation.

The next section is dedicated to the presentation of the ALADIN RCM model and of the simulation configurations (section 2). After an evaluation of the model (section 3.1.), section 3.2. presents the sensitivity study. The effect of three different parameterizations for urban areas on precipitation and air temperature have been compared: an experiment with vegetation only, an experiment with a simple parameterization describing cities as rock covers, and a last experiment including an urban canopy model. Eventually, section 3.3. is dedicated to the impact of this experiments on the representation of the UHI for Paris area and section 4 concludes.

## 2. Numerical modelling framework

### 2.1. ALADIN Regional Climate Model

The atmosphere is here modeled by the Regional Climate Model ALADIN-Climate (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational, Colin et al. 2010) in its latest version (v6). ALADIN-Climate is a bi-spectral, hydrostatic Limited Area Model with a semi-Lagrangian and semi-implicit advection scheme. This RCM shares the same dynamical core and physical package as the GCM ARPEGE-Climate (see Voldoire et al. 2013 for the previous version). Since RCM grids are not periodic, the bi-spectral periodization is achieved using a 2D bi-Fourier transform and by adding a so-called extension zone. However, the non-linear contributions to the equations are performed in grid point space. In this configuration ALADIN-Climate includes an 11-point wide bi-periodization zone in addition to the 8 point relaxation zone using the Davies technique (Davies, 1976). ALADIN-Climate does not include an interactive aerosol-ozone scheme nor a greenhouse gases (GHG) emission scheme. Therefore, climatology data sets from Nabat et al. (2013) for aerosols and from IPCC for GHG are used. Note that these climatologies come from observations and are not constant with time. Previous version of ALADIN-Climate (version 5) is currently used in the CORDEX European project in which it is inter-compared with the state-of-the-art of the European RCMs at 12km (Jacob et al. 2014). One can note that over the France metropolitan area, ALADIN performs accurately despite a cold bias in winter (about  $-1^{\circ}\text{C}$ ) and a lack of precipitation in summer (-40 %). See Kotlarski et al. (2014) for more details. The dynamics of version 6 is the

same as that of version 5. As far as physical parameterizations are concerned, the new version 6 includes:

- A new turbulence scheme with a prognostic Turbulence Kinetic Energy (Cuxart et al., 2000).
- A new convection scheme including dry convection, shallow convection and deep convection (Piriou et al. 2007, Guérémy 2011).
- A new microphysics scheme with prognostic liquid/solid cloud/ rain variables (Lopez, 2002)
- A new radiative scheme for infra-red radiation (RRTM, Rapid Radiative Transfer Model, Mlawer et al. 1997). As in version 5, the shortwave radiation is computed by the scheme detailed in Morcrette (1991).

A Lambert conformal projection centered at 2°E, 47°N and a horizontal resolution of 12 km is used. The domain has 91 vertical levels and 180 grid points in longitude and latitude including the bi-periodization (11) and the relaxation (2 x 8) zones. The time step is 450s. Note that in the following ALADIN-Climate will be referred to as ALADIN for the sake of brevity.

## 2.2. SURFEX land surface modelling system

The ALADIN RCM is run together with the SURFEX land surface modeling system (Masson et al. 2013), which models the radiative, energetic, hydrological, and dynamical surface processes, and the interactions between surface and atmosphere. The subgrid scale surface heterogeneity is described through a tiling approach treating (1) seas and oceans, (2) inland waters, (3) natural soils and vegetation, and (4) urban covers separately using appropriate surface parameterizations. SURFEX resolves only the vertical exchanges and does not allow horizontal exchanges between the different independent tiles. Each tile receives from ALADIN the needed atmospheric variables, i.e. the air pressure, humidity and temperature, the liquid and solid precipitation, the wind speed and direction and the solar and infra-red radiation.

The surface exchanges over water covers, whether seas and oceans or inland waters, are modeled based on a simple approach that calculates the exchange coefficient and the surface roughness length in order to compute the turbulent fluxes from the bulk aerodynamic equations. For seas and oceans the ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates) iterative approach computes the surface roughness length and the exchange coefficients while for inland waters the roughness length is given by Charnock equation. In both cases a prescribed sea surface temperature comes from the interpolation of ERAinterim data set. A temporal polynomial interpolation is used in order to smooth the gap between the monthly values.

Natural soils and vegetation covers are treated by the Interaction Soil Biosphere Atmosphere (ISBA, Noilhan and Mahfouf, 1996) model. This is a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model approach that computes water and energy exchanges between the soil, the vegetation and the first atmospheric layers, as well as water and heat transfers in the ground. It requires the soil texture characteristics (sand and clay fractions) given here by the harmonized world soil database (HWSD, Batjes 2009), that are used to compute hydrological and thermal soil properties. Another input for ISBA are the vegetation specifications (vegetation fraction, leaf area index, albedo, emissivity, ...), derived here from the EcoclimapII database (Faroux et al. 2013) described in Section 2.3.

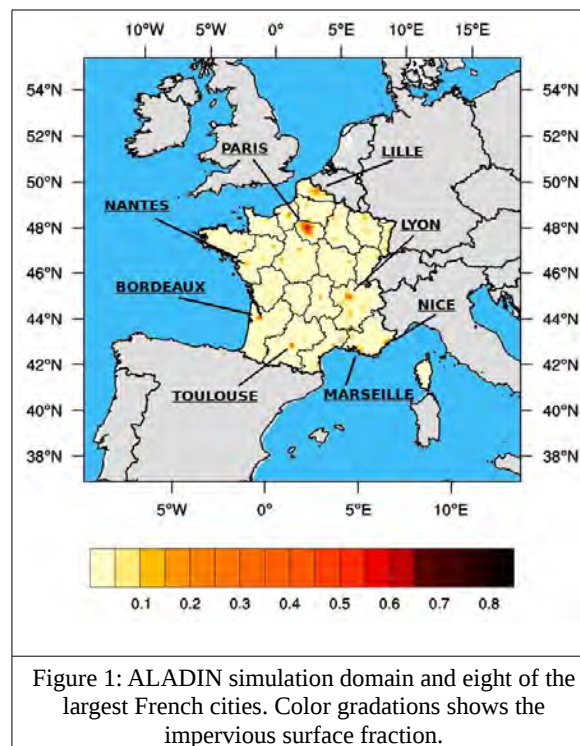
Depending on the chosen modelling configuration, it is possible to deal explicitly with urban covers using the Town Energy Balance (TEB, Masson 2000) model. TEB solves the energy, water, and momentum budgets separately for each artificial surfaces (roof, walls, and road), based on a description of urban areas according to an approach of mean urban canyon (Oke 1987) and mean urban characteristics (road and building fraction, building height, wall surface areas, thermal and radiative properties of roof, walls, and road) given here by the EcoclimapII database. The two-dimensional structure of the canyon approach allows to simulate shadow effects, shortwave and

longwave radiative trapping and reflections within the canyon. TEB computes for each surface the radiative budget for shortwave and longwave radiation, and the energy budget (sensible heat (H), latent heat (LE), and heat storage (G) fluxes). Air temperature and specific humidity are computed inside the canyon at mid-height of buildings, based on turbulent exchanges between the canyon facets, the air volume inside the canyon, and the atmosphere above.

Eventually, SURFEX computes mean contributions of the surface, by averaging the contributions from each type of covers (or tile) according to their corresponding cover fraction. It provides the surface boundary conditions for ALADIN, i.e. upgoing radiation, latent and sensible heat fluxes, and momentum flux, as well as the composite surface albedo that is required for the radiative scheme.

### 2.3. Simulation configuration

The simulation configuration follows (but with a smaller domain) the same set up than the EURO-CORDEX (Jacob et al. 2014) European initiative which coordinates the evaluation and benchmark of models performances, as well as production of regional climate projections with a 12-km horizontal resolution for impact and adaptation studies. ALADIN-Climate coupled to SURFEX is run at a 12 km horizontal resolution over a spatial domain covering a part of Western Europe and centered over the France metropolitan area (see Figure 1). Note that the model domain has been chosen in order to keep the studied area (France) far from the lateral boundary conditions to take into account a spatial spin-up (Leduc and Laprise 2009). The simulations are performed for the 1980-2009 past time period. In order to have realistic large scales conditions and temporal chronology, lateral boundary conditions have been taken from the ERAinterim reanalyses (Dee et al. 2011). The atmospheric and surface variables are initialized from ERAinterim and a one-year spin-up integration is carried out to discard the drifting period, in particular for soil moisture.



The surface information are defined from the Ecoclimap II database (Faroux et al. 2013) which provides for Europe a 1-km resolution land cover classification including 273 covers, and associated ecosystems and surface parameters. The Ecoclimap II is projected on ALADIN simulation grid, so that each mesh consists in a combination of land covers. The fractions of sea, inland water, nature and urban areas are derived from these information, as well as all input data required by the surface models. For instance, the impervious fraction over the France is shown in Figure 1 and presented in Table 1 for the French eight largest cities.

	City	Population (2014)	Area (km <sup>2</sup> )	Urbanization (%)
1	Paris	10 659 489	2 845	63
2	Lyon	1 620 331	1 181	46
3	Marseille	1 578 484	1 732	15
4	Lille	1 037 939	442	30
5	Nice	944 022	744	18
6	Toulouse	935 440	812	34
7	Bordeaux	889 543	1 172	41
8	Nantes	622 693	538	14

Table 1: Characteristics of the eight largest French cities. For each city population and surface area are indicated for the whole urban area (including adjacent municipalities). The urbanization rate is, for the city center, the fraction of urban covers in the corresponding cell of ALADIN 12-km resolution grid.

## 2.4. Description of urban areas for sensitivity study

The regular configuration of ALADIN climate model does not use the explicit modelling of urban processes based on the activation of TEB model in SURFEX. The urban areas are nonetheless taken into account through a simple approach which describes them as rock surfaces (Colin et al. 2010). The surface processes are consequently modelled with the ISBA SVAT model by considering the imperviousness and thermal properties of urban surfaces. In this way, the rock hypothesis supposes an increase of the roughness length, a modification of the thermal capacities and thermal conductivities associated with a decrease of the albedo (urban surfaces storing more energy than natural surfaces) and a diminution of the water reservoir (the impermeable surfaces being less porous).

For the present study, the objective is twofold: First, to evaluate the potential impact of urbanization on the regional climate; second, to assess the possible benefits of a detailed urban canopy model compared to the simpler approach currently applied in ALADIN. With this aim, three different experiments have been conducted, based on three descriptions of land uses and land covers for urban areas: (1) CITY experiment corresponding to the explicit description and modelling of cities with TEB, (2) ROCK experiment that is the conventional approach of ALADIN-climate model for which impervious covers are replaced by rocks and computed with ISBA, and (3) VEG experiment for which cities are replaced by the surrounding natural covers (comparable to the case studied by Trusilova et al. 2007) and also dealt with ISBA. Depending on the experiment, the land cover data are based on an adaptation of ECOCLIMAPII database (as described in Appendix A).



### 3. Results and Discussion

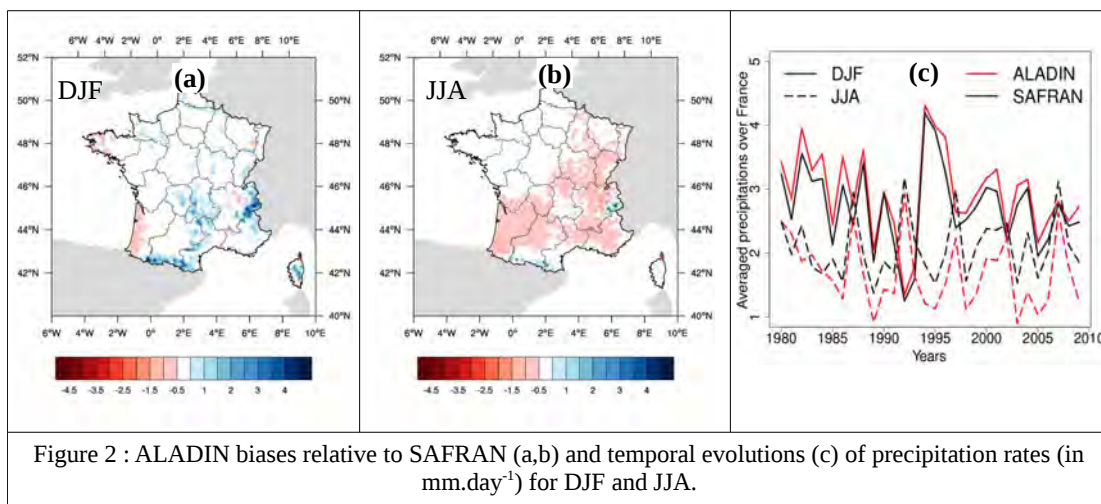
#### 3.1. Evaluation of ALADIN default configuration

The relatively new version of the atmospheric model ALADIN version 6 has not been deeply evaluated yet. An evaluation is here presented for the France domain, focusing on precipitation, incoming solar radiation, and daily minimum (Tmin) and maximum (Tmax) near-surface temperatures. The comparison between observations (described in the next section) and ALADIN outputs is here performed at seasonal scale over the 1980-2009 time period. Note that for this study, the default configuration of ALADIN is used, i.e. for which urban areas are described as rock covers.

##### 3.1.1. Observational Data

The model evaluation is mainly based on the comparison to SAFRAN analyses data (Durand et al. 1993, 1999). SAFRAN is a spatialized database over France with a regular grid of 8-km horizontal resolution. It covers the 1960-2010 time period and includes the near-surface air temperature (hourly timestep), the liquid and solid precipitation rate (daily) and the incoming solar radiation (hourly). These data have been validated by Quintana-Segui (2008) and Vidal (2010). Both highlighted the quality of the precipitation rate and the near-surface air temperature despite an overestimation of Tmin of  $+1.0^{\circ}\text{C}$  in winter and  $+1.5^{\circ}\text{C}$  in summer and an underestimation of Tmax of  $-1.1^{\circ}\text{C}$  in winter and  $-1.6^{\circ}\text{C}$  in summer. However, Vidal (2010) found an underestimations of  $-6$  to  $-10 \text{ W m}^{-2}$  of the incoming solar radiation. He also mentioned that the Paris urban heat island can be recognized in the northern central part of the country, with values up to  $1.5^{\circ}\text{C}$  higher than those in surrounding areas. Note that even though they are not used in this study, the database also provides the near-surface relative humidity, the cloudiness, and the 10 m wind intensity. In this paper, SAFRAN analyses data have been interpolated on the ALADIN grid and an adiabatic gradient has been used to correct the temperate values according the topography differences between SAFRAN and ALADIN.

##### 3.1.2. Daily precipitation rate



Precipitations rates simulated by ALADIN have been compared with SAFRAN data at seasonal scale. The mean biases over France have been computed for all seasons and are presented in (Table 2). Precipitation rates are globally overestimated by ALADIN in winter and spring with mean biases of +0.23 and +0.40 mm.day<sup>-1</sup>, respectively. On the contrary, with negative biases of -0.41 and -0.07 mm.day<sup>-1</sup> in summer and autumn, ALADIN shows less precipitations than SAFRAN. This biases are within the range of model from the EURO-CORDEX project and the works of Prein et al. (2015), that computed for different RCMs (at a 12 km resolution) the mean biases over the France domain. The authors found values ranging between -0.25 and +0.60 mm.day<sup>-1</sup> for DJF and -0.60 and +0.70 mm.day<sup>-1</sup> for JJA.

Figure 2 (a and b) presents the maps of difference in mean daily precipitation rates between ALADIN and SAFRAN for winter (DJF) and summer (JJA). For both seasons, the biases are comprised between -0.5 and +0.5 mm day<sup>-1</sup> for most of France. A spatial variability of biases is nonetheless noted: precipitation rates are overestimated in winter by 4 mm day<sup>-1</sup> in localized mountainous regions (Alps, Pyrenees, Massif Central), and underestimated in summer by -0.5 to -1 mm day<sup>-1</sup> in the southern half of France. One must note that precipitation rates over the urbanized Parisian region which is studied hereafter are well represented.

As presented in Figure 2 (c), it is interesting to emphasize that the inter-annual seasonal variability of precipitation rates (averaged over France) is in adequacy with SAFRAN data for both seasons with temporal correlation coefficient of 0.86 in summer and 0.98 in winter.

Seasons	DJF	MAM	JJA	SON
Precipitation rate (mm.day <sup>-1</sup> )	+0.23 (0.98)	+0.40 ()	-0.41 (0.86)	-0.07 ()
Incoming solar radiation (W.m <sup>-2</sup> )	+12.7 (0.82)	+34.0 ()	+40.7 (0.91)	+23.1 ()
Tmin (°C)	-1.12 (0.99)	-1.13 ()	+0.09 (0.96)	-0.21 ()
Tmax (°C)	+0.64 (0.97)	+0.42 ()	+2.79 (0.98)	+1.31 ()
Table 2: Seasonal biases (and correlation coefficient) of ALADIN-SURFEX compared to SAFRAN averaged over the French metropolitan area.				

### 3.1.3. Incoming solar radiation

The main defect of ALADIN simulations is the under-representation of cloud cover that translates by a strong overestimation of the incoming solar radiation. This bias is noticed for all seasons and generalized over the whole France metropolitan domain (see Figure 3, top). Figure 3 presents also the year-by-year evolution of the mean incoming solar radiation that has been averaged on the entire France for DJF and JJA time periods for both ALADIN outputs and SAFRAN data. A positive bias of +12.7 W m<sup>-2</sup> is observed for winter, and strengthens in summer up to +40.7 W m<sup>-2</sup>. For JJA, one can note that Hamdi et al. (2012) found a similar bias with a former version of ALADIN that was also attributed to the under-representation of cloud cover. As summarized in Table 2, this strong positive bias is also noticed for transitional seasons. It can be recalled that SAFRAN analysis data underestimate the incoming solar radiation by -6 to -10 W m<sup>-2</sup> (Vidal 2010), so that ALADIN biases are likely less than the values presented in Table 2.

Although the incoming solar radiation suffers from a strong overestimation in the model, the inter-annual seasonal variability is well represented. In particular, the comparison between model and SAFRAN analyses (Figure 3) indicates a good correlation between the positive peaks for 1992 and 1998 winters, and for the 2003 heatwave, as well as between the negatives peaks for 1987, 1992, 1997 and 2007 summers. Temporal correlation coefficients over the whole period reach 0.82 in winter and 0.91 in summer. In addition, ALADIN reproduces the increase with years in incoming

solar radiation that is observed and related to sulfate load decrease in Europe since the 1980s (Nabat et al. 2014).

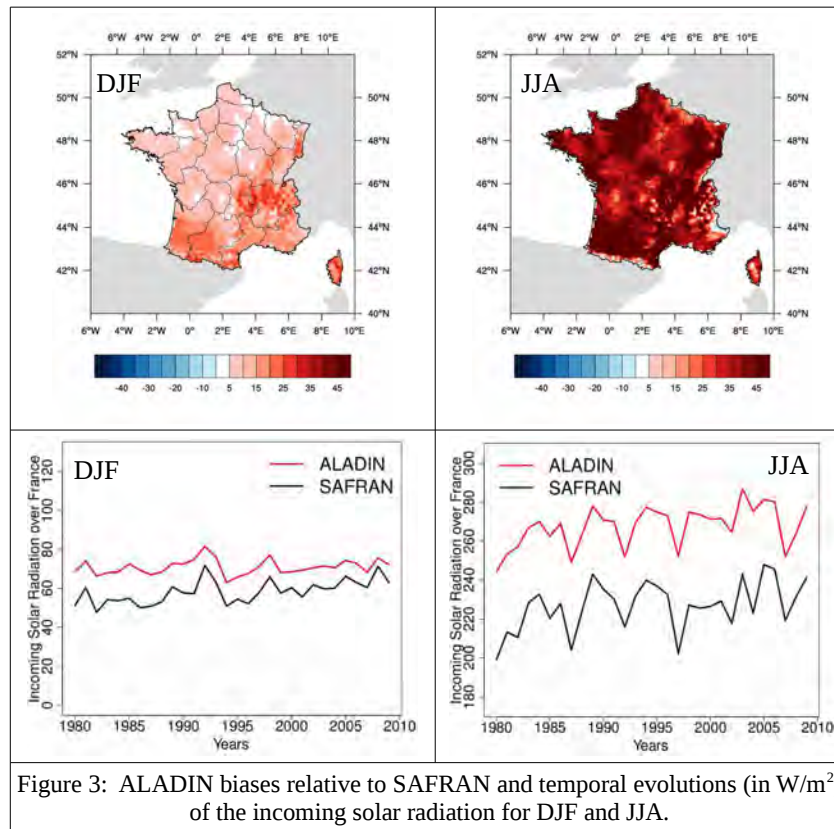
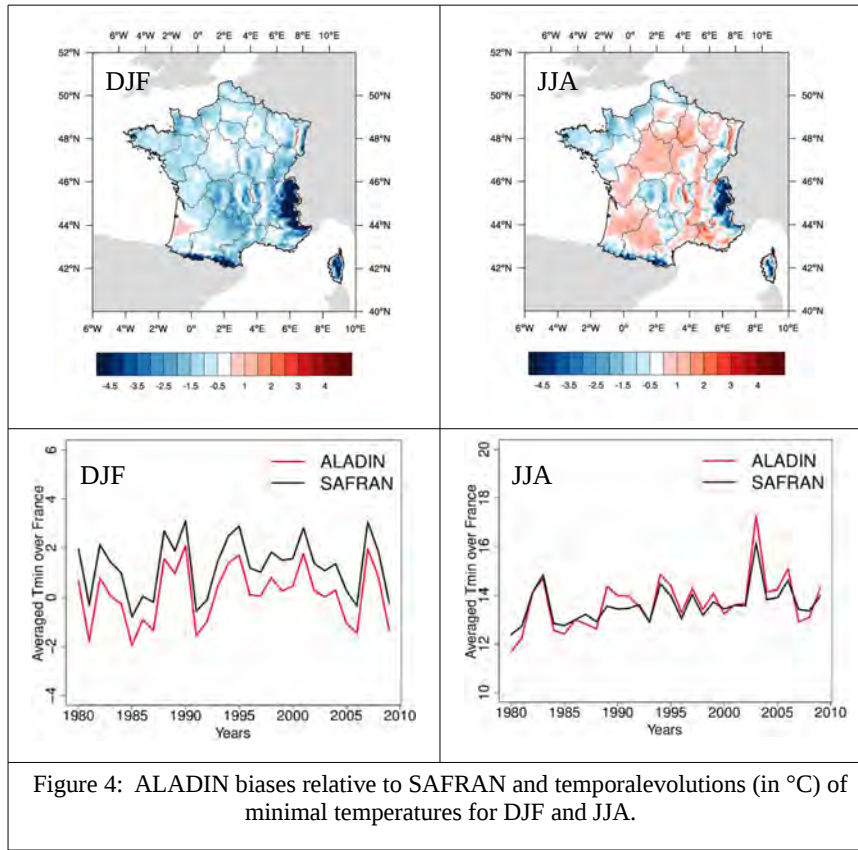


Figure 3: ALADIN biases relative to SAFRAN and temporal evolutions (in  $\text{W/m}^2$ ) of the incoming solar radiation for DJF and JJA.

### 3.1.4. Minimum and maximum daily temperature

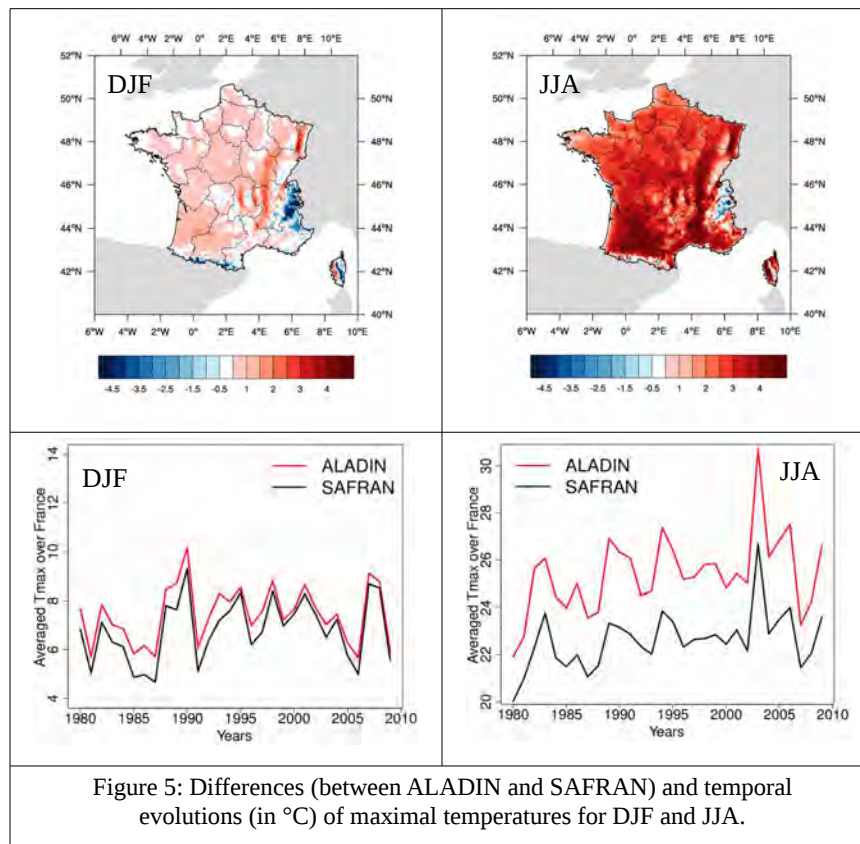
Figure 4 presents the map of  $T_{\min}$  differences calculated between ALADIN outputs and SAFRAN analyses by season for the 30-years time period, as well as the year-by-year comparison of  $T_{\min}$  averaged by season on the entire domain. Same is presented in Figure 5 for  $T_{\max}$ .

Looking at Figure 4,  $T_{\min}$  is correctly simulated in JJA with a mean bias of  $+0.1^\circ\text{C}$ . However, this bias is likely to be greater as it was mentioned that  $T_{\min}$  may be overestimated by  $1^\circ\text{C}$  in SAFRAN analyses (Section 3.1.1). For the three other seasons, even though mean biases remain acceptable (see Table 2), ALADIN simulates colder  $T_{\min}$  in comparison with SAFRAN analyses ( $-0.2^\circ\text{C}$  in SON, and  $-1.1^\circ\text{C}$  in DJF and MAM). Again, this can partly be explained by the overestimation of  $T_{\min}$  in SAFRAN analyses as mentioned by (Vidal 2010) (see section 3.1.1). Note that the cold bias over the mountains has also been observed by Vautard et al. (2013) and attributed to the too conservative ground snow scheme in ISBA (i.e. the snow scheme allows to maintain snow even when surface temperatures are above  $0^\circ\text{C}$  which may not be always appropriate).



On the contrary,  $T_{max}$  is warmer in ALADIN simulation than in SAFRAN analyses for all seasons (see Figure 5 and Table 2) with biases between  $+0.4^{\circ}\text{C}$  in MAM and  $+2.8^{\circ}\text{C}$  in JJA. This is partially explained by the underestimation of  $T_{max}$  in SAFRAN (see section 3.1.1), but also by a feedback of the incoming solar radiation overestimation (see section 3.1.4). Even though the model biases cannot be neglected, they are considered reasonable in regard with past studies that have shown means biases between  $-3^{\circ}\text{C}$  and  $+3^{\circ}\text{C}$  over Europe (Christensen et al. 2008, Vautard et al. 2013).

In consistency with precipitation rate and incoming solar radiation, the inter-annual seasonal variability of  $T_{min}$  (correlation of 0.99 in DJF and 0.96 in JJA) and  $T_{max}$  (correlation of 0.97 in DJF and 0.98 in JJA) is in agreement with SAFRAN analyses. For example, cold waves in 1985, 1987, 1991 and 2006 can be highlighted on Figure 4 and Figure 5 while 2003 and 2005 heatwaves are well represented in Figure 4 and Figure 5.



### 3.2. Impact of the urban modelling at the regional scale

It was shown in previous section that the evaluation of the coupled model ALADIN-SURFEX correctly simulates precipitations and 2-m air temperatures despite a warm bias in summer maximum temperature. It is then possible to assess the impact on these variables of the land use representation and associated surface parameterizations. With the aim of comparing the three sensitivity experiments presented in section 2.2.1 and Appendix A, and to evaluate the urban effects based on two different approaches (using a simple representation with ROCK or an explicit modelling with CITY), the VEG experiment has been considered as the reference experiment. In the following, the maps of significant differences ROCK minus VEG and CITY minus VEG are shown for the precipitation rate, Tmin and Tmax (non-significant differences are background colored). The three simulations are driven by the same large scale conditions and therefore are not independent. Thus the significance is defined using a Student test carried out on the series of differences. A threshold at 95 % is used.

#### 3.2.1. Daily precipitation rate

Figure 6 shows the differences in daily precipitation rates for DJF between ROCK and VEG (a) and between TEB and VEG (b). In both cases, the modification of the land use representation does not impact the intensities of precipitations. For the differences between ROCK and VEG, almost no signal is observed. The CITY experiment seems to dimly increase the precipitations over Paris and Bordeaux and slightly reduce them over the north west of France. However the signal is not clear



and the values ranging between  $-0.1 \text{ mm day}^{-1}$  and  $+0.1 \text{ mm day}^{-1}$  are likely linked to the threshold value considered for the significance test. Similar behaviors have been observed for the other three seasons (not shown here).

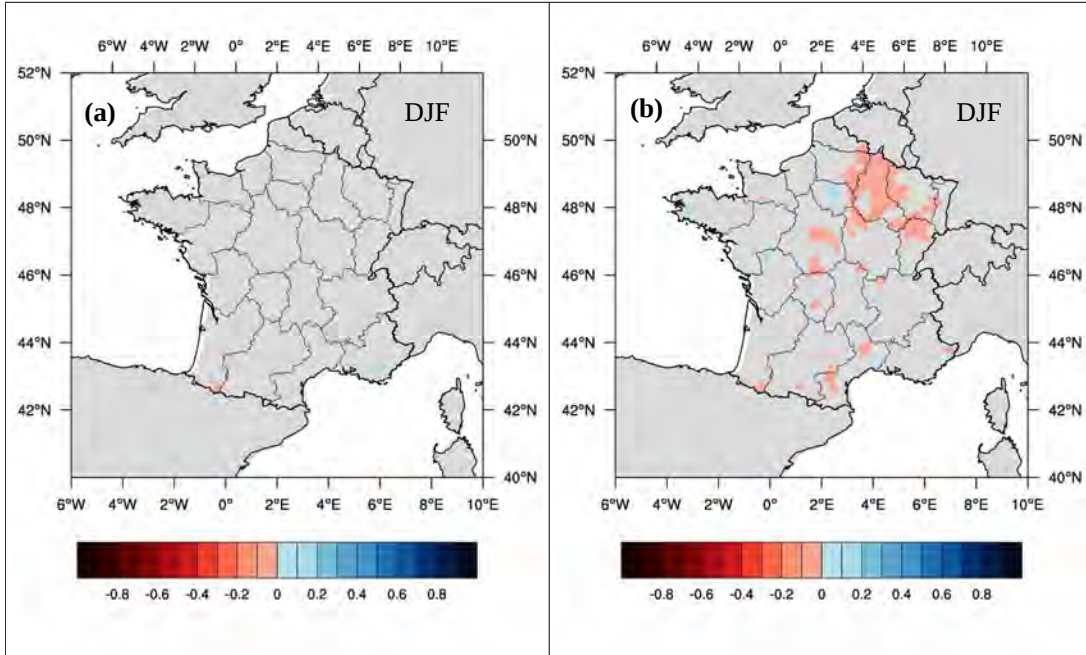


Figure 6: Differences of precipitation rates for DJF between ROCK and VEG (a) and between CITY and VEG (b). Anomalies are given in  $\text{mm.day}^{-1}$ .

### 3.2.2.Minimal and maximal daily temperature

Figure 7 and Figure 8 show the impact of modifying land uses and surface parameterization for urban areas on daily minimum and maximum near-surface air temperatures ( $T_{\min}$  and  $T_{\max}$ ) over the France domain. However, even though they might be statistically significant, the differences ranging between  $-0.1^\circ\text{C}$  and  $+0.1^\circ\text{C}$  are neglected and colored in white with the understanding that such magnitudes remain very low in a physical point of view and also with respect to the measurement precision of temperature.

In addition, a Regional Effect Index coefficient (REI) based on Trusilova et al. (2007) works, has been calculated. Trusilova et al. (2007) ran the MM5 RCM (10-km resolution) coupled with the TEB urban canopy model over the western Europe for July and December 2000-2005. They compared an urbanized experiment to a non urbanized (fully vegetated) experiment, and found that urbanization leads to an increase in minimum temperature even beyond the cities delimitation. This highlighted a regional effect of cities on their surrounding and the REI coefficient allowed to evaluate the spatial extend of this impact on air temperature. It is expressed as:

$$REI(x) = \frac{A_{\text{aff.rur}}(x) + A_{\text{urb}}}{A_{\text{urb}}}$$

where  $x$  is the  $T_{\min}$  or  $T_{\max}$ ,  $A_{\text{urb}}$  the urban area defined as the number of grid cells where the urban fraction is greater or equal to 10 %, and  $A_{\text{aff.rur}}$  the non urban area (i.e. cells where urban fraction is less than 10 %) affected by a significant temperature difference. In this study, the

significance is defined by a Student test carried out on the VEG experiment and with a threshold value set at 90 %. The REI coefficient is by construction greater or equal to 1. Note that in order to confront the results with the literature, this coefficient has been chosen in adequacy with Trusilova et al. (2007) and therefore is not consistent with the color scale used in Figure 7 and Figure 8. However, sensitivity to threshold values and significance test is discussed in section 4.

Finally, Table 3 summarizes the differences in Tmin and Tmax, for the eight largest cities of France: Paris, Marseille, Lyon, Toulouse, Nice, Nantes, Lille and Bordeaux.

	ROCK vs VEG				CITY vs VEG			
	DJF		JJA		DJF		JJA	
	$\Delta T_{min}$	$\Delta T_{max}$	$\Delta T_{min}$	$\Delta T_{max}$	$\Delta T_{min}$	$\Delta T_{max}$	$\Delta T_{min}$	$\Delta T_{max}$
<b>Paris</b>	0.49	-0.30	1.32	0.42	1.13	0.72	1.47	1.31
<b>Lyon</b>	0.25	-0.25	0.74	0.20	0.97	0.69	0.75	0.84
<b>Marseille</b>	0.13	-0.02	0.12	0.00	0.41	0.29	0.23	0.20
<b>Lille</b>	0.38	-0.18	0.74	0.16	0.91	0.52	0.70	0.62
<b>Nice</b>	0.12	-0.07	0.27	-0.01	0.64	0.37	0.45	0.24
<b>Toulouse</b>	0.30	-0.13	0.35	0.10	0.74	0.45	0.37	0.53
<b>Bordeaux</b>	0.11	-0.12	0.59	0.23	0.42	0.33	0.62	0.82
<b>Nantes</b>	0.10	-0.06	0.28	0.10	0.24	0.17	0.26	0.41

Table 3: Anomalies (in °C) of Tmin and Tmax between the ROCK (left) or the CITY (right) experiments and VEG for the largest French cities.

The ROCK experiment which is the default ALADIN approach is first analyzed. Figure 7 shows that ROCK results in an increase in Tmin compared to VEG. This can be explained by thermal properties of impervious surfaces. Since rocks store more energy than the vegetated areas during the day (because of their higher heat capacity), at night they release this exceeding energy with a strong sensible heat flux that heats the near surface air temperature and limits the nocturnal cooling.

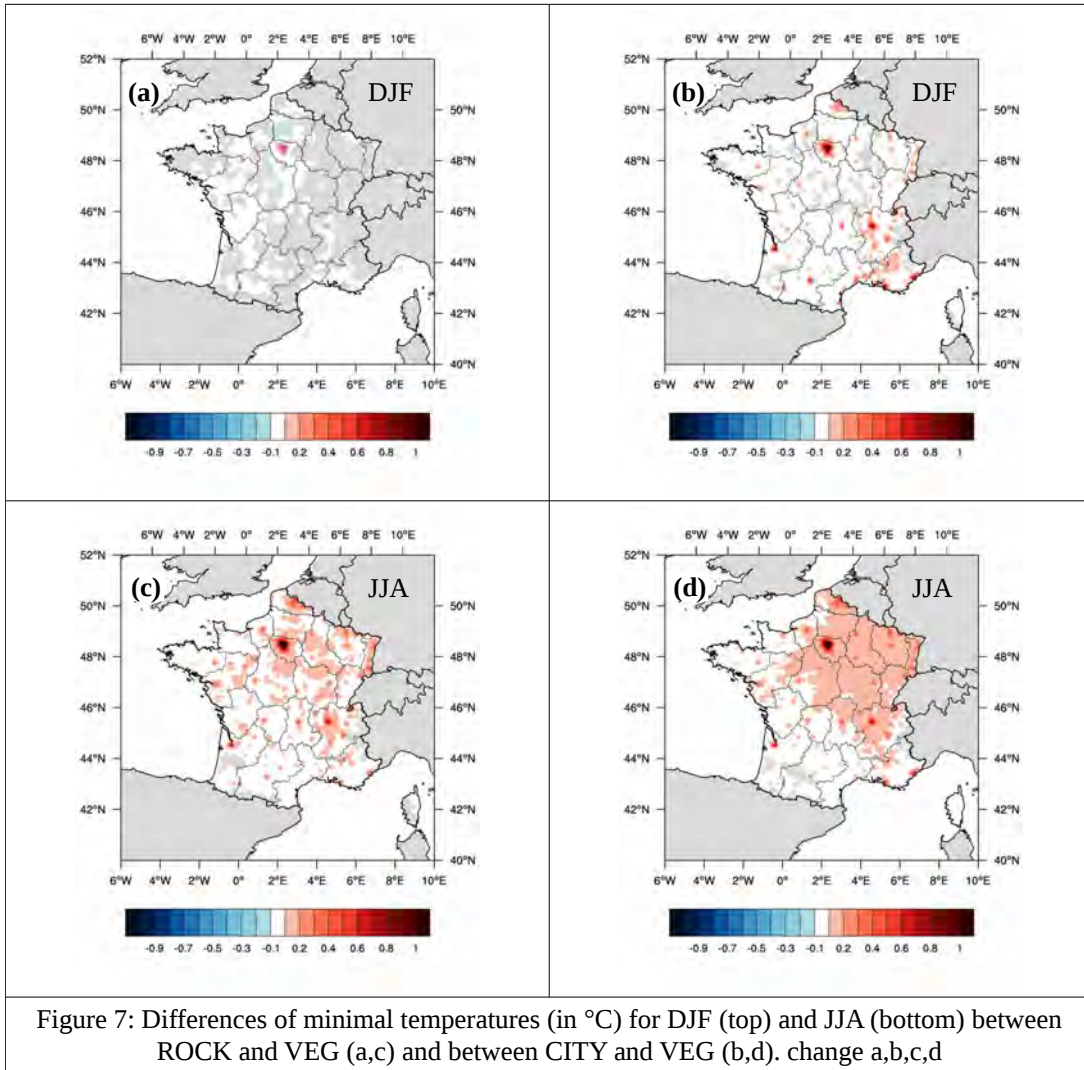
Seasonal differences are noticed. In JJA, the storage is exacerbated by stronger incoming solar radiation, and differences in Tmin are therefore higher than in DJF (see Figure 7). For the city of Paris the Tmin anomaly between ROCK and VEG reaches +1.3°C in JJA compare to +0.5°C in DJF. This is illustrated for the French eight largest cities in Table 3. These higher intensities are also associated with a regional impact. During summer, the REI is 1.17 which reveals that ROCK significantly impact a domain 17 % larger than the urban areas. In winter, the REI is 1.00 that means urban effects do not extend spatially.

REI	ROCK vs VEG		CITY vs VEG	
	DJF	JJA	DJF	JJA
Tmin	1.00	<b>1.17</b>	<b>1.08</b>	<b>1.29</b>
Tmax	1.00	1.00	1.03	<b>1.17</b>

Table 4: Regional Effect Index using the Student test with a 90 % threshold.

A seasonal effect is also noticed for Tmax. In DJF, the higher roughness length in ROCK than in VEG associated with the water availability provides a higher turbulent mixing and a stronger evaporation (not shown here) that cool the near surface air temperature (see Figure 8 top and Table 3). In JJA, the low precipitation rate results in a reduction of evaporation and an increase in sensible

heat flux that slightly warms the near surface temperature (see Figure 8 bottom, Table 3). In addition, although Figure 8 shows a wide domain of influence (especially in summer), the REI value of 1.0 (see Table 4) does not translate any regional impact of the cities.

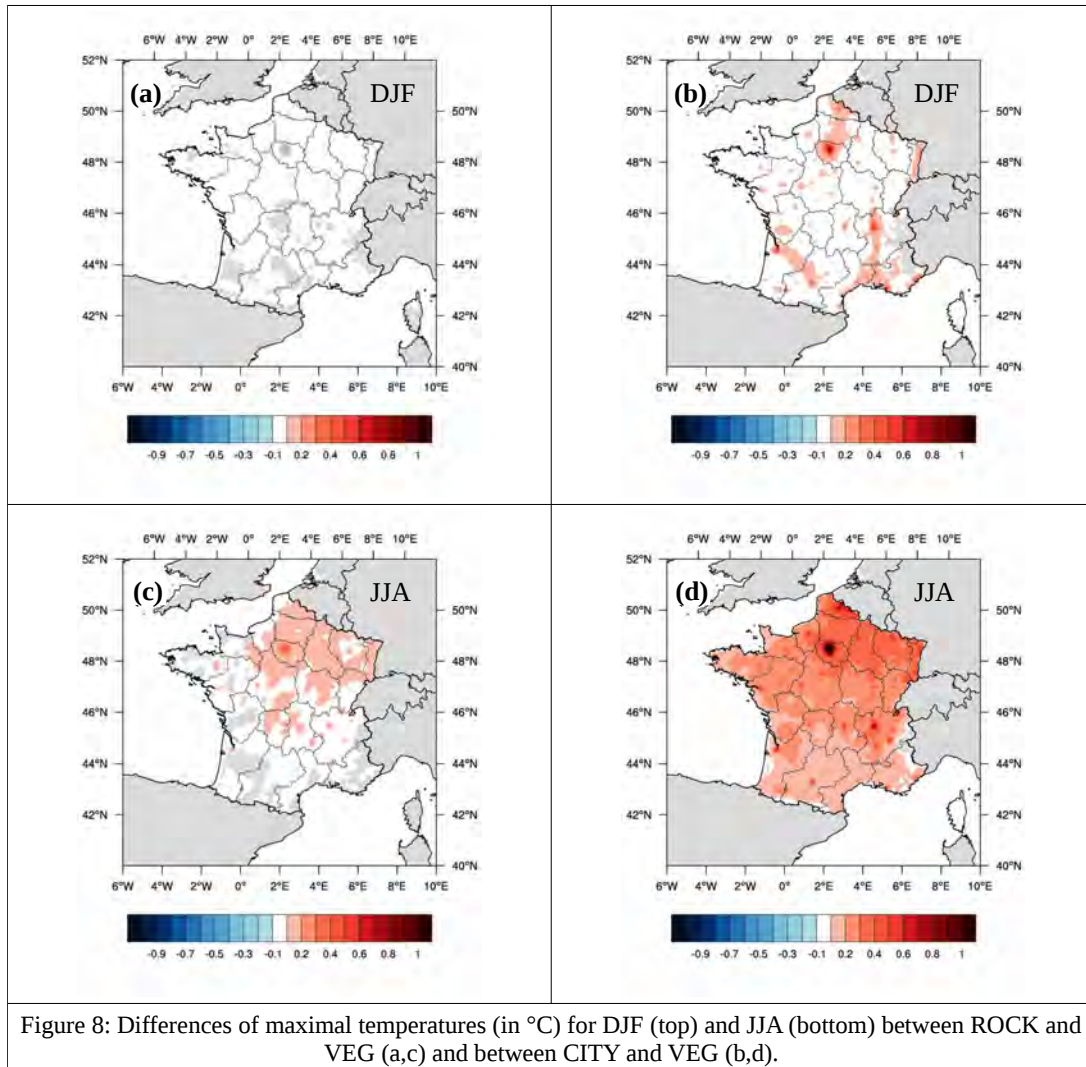


For the CITY experiment, the two-dimensions canyon approach of the TEB urban model results in a temperature increase compared to VEG but also to ROCK (see Figure 7 and Figure 8) that is explained by two processes. First the canyon geometry leads to multiple reflections of incoming solar radiation inside the street during the day that increase energy absorption by urban facets, and it prevents the cooling at night by trapping infrared emissions by urban facets. Second, the canyon shape increases the exchange surface density between air and road and walls, which results in an amplification of storage and sensible heat fluxes.

When compared to VEG, CITY simulates more intense Tmin anomalies than ROCK both in winter and summer. This is especially noticeable for the largest cities (see Figure 7 and Table 3). For the city of Paris, the Tmin difference between CITY and VEG is 1.1 and 1.5 °C in DJF and JJA,



respectively, compared to 0.5°C and 1.3°C between ROCK and VEG. The spatial domain influenced by cities is also larger in CITY than in ROCK, covering 8 % in DJF and 29 % in JJA of non-urban areas. One can note that Trusilova et al. (2007) also found a larger impact in summer than in winter, but with lower extensions (6 % only in summer).



For Tmax in winter (see Figure 8), ROCK shows a small cooling compared to VEG, whereas CITY results in significantly higher temperatures than VEG (see Figure 8, top and Table 3). The spatial domain influenced by the cities is however limited (REI of 1.03 for CITY). For summer conditions, both CITY and ROCK highlight positive anomalies in Tmax compared to VEG (see Figure 8) that are more intense for CITY (see Table 3). For instance,  $\Delta T_{max}$  reaches 1.3°C for Paris in CITY against 0.4°C in ROCK, and 0.8°C instead 0.2°C for Lyon or Bordeaux. In addition, contrary to ROCK, CITY shows a wide domain of influence of 17 % (see Table 4). Note that in comparison, Trusilova et al. (2007) found a domain of influence of 28 %.

It was shown in this section that the urban areas have an impact on modelling near-surface temperature over France domain even for a spatial resolution of 12 km. A general warming is noticed using the standard approach applied in ALADIN for cities (ROCK). It is amplified when cities are explicitly described and modelled using the TEB urban canopy parameterization (CITY). It was shown also that cities can influence their surrounding at a regional scale. However, the quantification of this impact is dependent on the significance test, this is discussed in Appendix B. Quantifying the effect for major French cities (by comparison with VEG) indicates a systematic warming trend for near-surface temperature. This trend is maximum for Paris which is the most urbanized and populated French city. In the following, the local climate of Paris is studied with a focus on temperature and urban heat island distributions.

### 3.3. Impacts of urban modelling at the local scale: Paris case study

#### 3.3.1. Observation sites data and characteristics

Paris urban climate and urban heat island are investigated from homogenized long-term time series covering the simulation period 1980-2009, coming from three Météo-France stations and based on the PRODIGE method (Mestre et al., 2013). The first station is located in the Montsouris public park in Paris city center (referred to as Montsouris) and used as urban reference to characterize the urban temperature ( $T_{urb}$ ). The other two stations are used as rural reference stations. They are located in the Paris surrounding municipalities of Chartres (South-West of Paris) and Melun (South-East of Paris) in natural environments. The rural areas temperature ( $T_{rur}$ ) is computed as the average of both Chartres and Melun stations temperatures. The urban heat island is computed as the temperature difference  $UHI = T_{urb} - T_{rur}$ .

Parameters	Montsouris			Chartres			Melun		
	VEG	ROCK	CITY	VEG	ROCK	CITY	VEG	ROCK	CITY
Building fraction	/	/	0.21	/	/	0.03	/	/	0.04
Road fraction	/	/	0.42	/	/	0.07	/	/	0.07
Rock fraction	0.00	0.63	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.11	0.00
Vegetation fraction	0.24	0.09	0.09	0.57	0.51	0.51	0.47	0.42	0.42
Bare soil fraction	0.76	0.28	0.28	0.43	0.39	0.39	0.53	0.47	0.47

Table 5: Land use fractions given as fraction of the total grid cell.

For comparison between model results and observations, modelling data are extracted at the closest 12-km resolution grid cell to station locations. Table 5 presents for each experiment (VEG, ROCK and CITY) the land use covers for grid cells corresponding to the three stations. For Chartres and Melun stations, the grid cells are composed of around 90 % of natural covers (mostly crops (55%) with broadleaf trees and grassland), for which 47 % of bare soil for Melun and 39 % for Chartres. Fractions are quite comparable in all experiments for these stations. For Montsouris station, the corresponding grid cell for CITY configuration includes 63 % of impervious areas (21 % of building and 42 % of road), 9 % of vegetation and 28 % of bare soil (see Table 5). The mean building height reaches 17 m with a canyon aspect ratio (ratio of building height to distance between buildings) of 0.36, a wall surface density of  $0.48 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ , and a roughness length of 1.54 m. In case of ROCK, the cell is composed of 63 % of rocks, 28 % of bare soil, and 9 % of vegetation

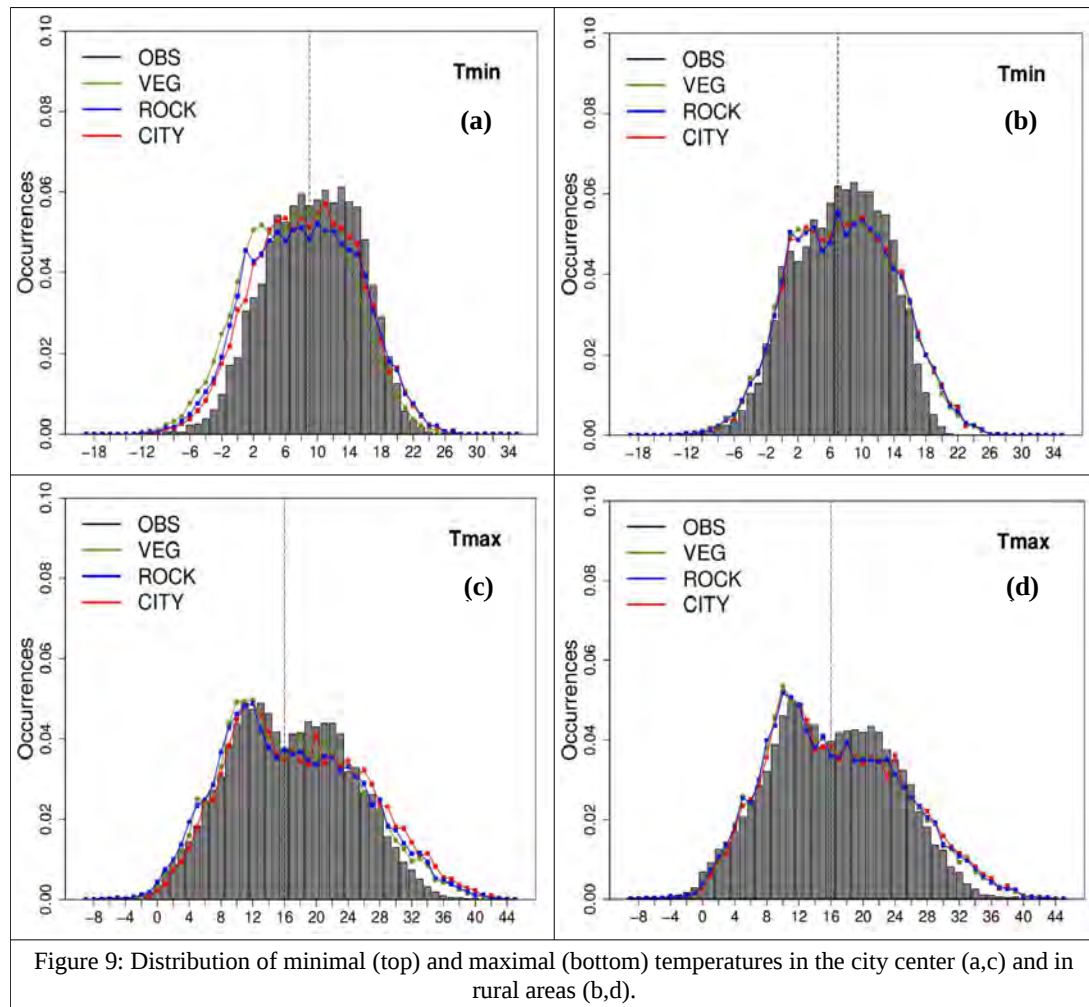
only, whereas for VEG the conversion of urban areas in natural covers leads to 76 % of bare soil and 24 % of vegetation.

### 3.3.2. Impact on minimum and maximum daily temperatures

The daily probability distribution functions of Tmin and Tmax have been calculated for both observations and ALADIN experiments for urban (Figure 9a) and rural areas (Figure 9b). The dashed line indicates the mean of observation distribution. In addition, the biases between experiments and observations related to the mean of distributions are presented in Table 6.

$\Delta T$ (°C)	City center			Rural areas		
	VEG	ROCK	CITY	VEG	ROCK	CITY
Tmin	-2.0	-1.0	-0.7	+0.3	+0.5	+0.5
Tmax	+0.3	+0.4	+1.4	+0.5	+0.5	+0.8

Table 6 : Anomalies of mean temperatures compared to OBS



As expected, the three experiments give comparable results for rural temperature since the surface data are very little modified from one simulation to another. The comparison between observed and modelled distributions shows that the general shape of distributions is correctly reproduced by the model for both Tmin and Tmax even though the secondary maximum is smaller in the model for Tmax. In adequacy with the warm biases previously noticed for summer condition in section 3.1.4, a slight overestimation by 0.5 °C of distribution means is observed (Table 6). This is mainly explained by an overestimation of warm extremes in Tmin and Tmax distributions (see Figure 9).

For urban temperature, the comparison of distribution means between observations and ROCK experiment indicates biases of -1.0 °C for Tmin and +0.4 °C for Tmax (Table 6), respectively related to an underestimation of cold extremes for Tmin and an overestimation of warm extremes for Tmax (Figure 9a). Some differences are noticed between VEG, ROCK, and CITY Tmin and Tmax distributions. The CITY Tmin distribution is in better agreement with observations than VEG and ROCK. For Tmax distributions, all experiments indicate an overestimation of the warmest temperatures, with a greater bias for CITY. These points are discussed in the next section through urban heat island analysis.

It also has to be noticed that the double gaussian shape of observed Tmax distributions is uncommon and could be associated with weather regimes or seasonal atmospheric conditions. However, this required deeper analyses that are beyond the scope of this study.

### 3.3.3. Impact on UHI distributions

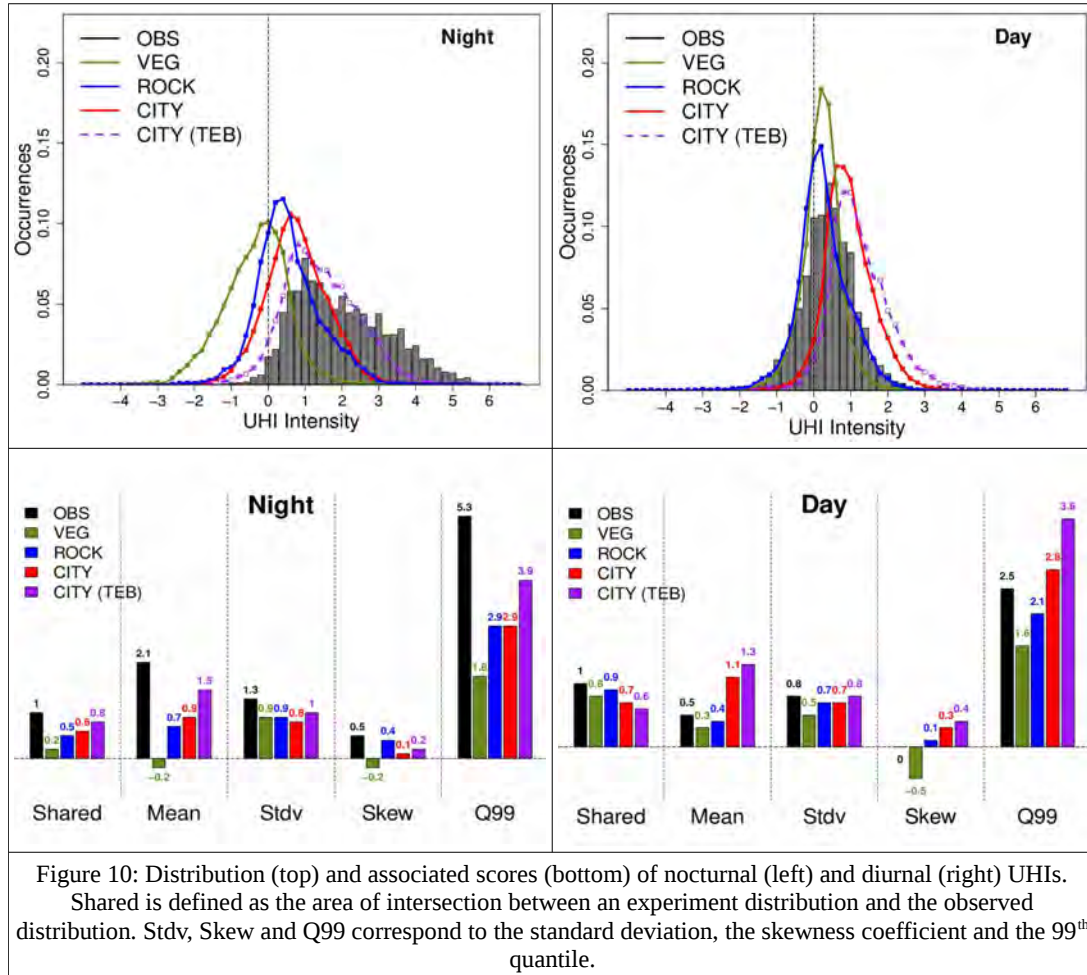
Figure 10 (top) presents the distributions of nighttime and daytime UHIs for the observations and the three ALADIN experiments calculated as temperature differences (using Tmin and Tmax, respectively) between urban and rural areas. In case of CITY experiment, the TEB and ISBA models calculate distinct air temperatures for the urban and natural parts of the grid cell, so that the UHI can be computed in two ways: by using as urban temperature the average temperature of the grid cell (Turb), or by using the TEB air temperature only (Turb<sub>TEB</sub>). Both distributions of UHI referred to as CITY and CITY(TEB), respectively, are presented in Figure 10.

In order to evaluate objectively the distributions, a coefficient (hereafter referred to as 'Shared' and expressed as a fraction of the OBS distribution area) is calculated as the intersection area between each of modelled-UHI distributions and the OBS distribution. A coefficient of 1.0 means that the two distributions are identical while a coefficient of 0.0 means that the two distributions are entirely disjointed. In addition to this coefficient, the mean, the standard deviation, the skewness (i.e. third standardized moment, that measures the asymmetry of the distribution), and the 99<sup>th</sup> quantile associated to each distributions are presented in Figure 10.

At night, almost the entire OBS distribution is positive which translates a daily occurrence of UHI in Paris with an mean intensity of +2.1°C. The distribution however covers a wide range of values with a standard deviation of 1.3°C and a 99<sup>th</sup> quantile up to 5.3°C. In addition, one can note a strong left-side asymmetry highlighted by a skewness coefficient below 1.0. During the day, the OBS distribution is symmetric (skewness of 0.0) and centered on its mean value (0.5°C) with a standard deviation of 0.8°C and a low 99<sup>th</sup> quantile of 2.3°C.

Let's now focus on the experiment distributions. At night, the VEG distribution is zero-centred since urban areas are replaced by natural cover, but not symmetric due to the different vegetation type and bare soil fraction between the urban and rural locations. In particular, the higher bare soil fraction that accelerates the energy release from the ground, provides colder temperature in the city center than in rural areas. Both ROCK and CITY experiments underestimate UHI intensity and miss the warmer part of the distribution. They indeed produce cases of negative UHIs that are rarely observed. Despite defects that can be explained by the low model resolution and the low urban

compactness, CITY and CITY(TEB) distributions are the closer to the observations. Their distributions intersect 60 and 80 %, respectively, of the observation one (against 20 and 50 % only for VEG and ROCK). The distribution means i.e.  $0.9^{\circ}\text{C}$  for CITY and  $1.5^{\circ}\text{C}$  for CITY(TEB) are also more comparable to the  $2.1^{\circ}\text{C}$  obtained for observations. In addition, CITY(TEB) better fit with observations for the lowest values, but also by increasing the occurrence of intense UHIs with a 99<sup>th</sup> quantile of  $3.9^{\circ}\text{C}$ . Note that these result are in adequacy with Kusaka et al. (2012b) works that compared two parameterizations for urban areas and found a more realistic urban heat island distribution for Tokyo area using an urban canopy model than a simple slab model.



During the day (see Figure 10, top-right), the VEG experiment misses the extreme positive UHIs. One can note that the mean of VEG distribution is positive. This can be explained by the high bare soil fractions in Montsouris site compare to the rural sites, that warm the near-surface temperature by increasing the sensible heat flux. The ROCK experiment matches the observation for both extreme positive and negative UHIs. The CITY and therefore the CITY (TEB) experiment provides warmer UHIs.

Since the rural temperatures are similar (see section 3.3.2) for the three experiments, the difference between ROCK, VEG and CITY relates to the urban temperatures. The surface energy balance (SEB) in the city center has then been analyzed in order to understand why the urban canopy model



gives on average more intense UHIs during the day. Table 7 summarizes for each experiment the surface energy fluxes simulated at daytime (model outputs at 12 UTC), i.e. the source terms that are net radiation (RN) as well as anthropogenic flux (Qanth) in case of CITY experiment, and the sink sources that are sensible heat flux (H), latent heat flux (LE), and storage heat flux (G). These sink terms are also expressed as percentages of absorbed energy in order to evaluate and compare the partitioning between experiments. The Bowen ratio calculated as the ratio between H and LE is another way to characterize the SEB, more specifically the turbulent heat fluxes.

As expected, the Bowen ratio is lower than 1 for VEG because the SEB for natural covers gives latent heat fluxes higher than sensible heat fluxes. In the ROCK experiment, the lower vegetation fraction produces less evapotranspiration and then less latent heat flux (-6 % compare to VEG). In response, the sensible heat flux slightly increases, but especially the storage heat flux (+5 %) because the dynamical roughness length over rocks is weak which limits the turbulent fluxes. Eventually, in the CITY experiment, the sensible heat flux increases by +19 % while the latent heat flux (-17 %) and the storage heat flux (-2 %) are reduced. In this case, the surface exchanges are amplified by the city roughness (1.54 m for CITY against 0.13 m for ROCK, see Table 5). The storage heat flux is rather low because the urban parameters used for TEB correspond to a low urban compactness which favors the sensible heat exchanges (Bowen ratio goes up to 2.49). As a result, the differences of average UHI intensities are explained in the city center by the large sensible heat flux that leads to warmer near-surface temperature for the CITY experiment.

Experiment	RN	Qanth	H	LE	G	Bo (-)
VEG	300	/	116 (39 %)	124 (41 %)	60 (20 %)	0.94
ROCK	303	/	121 (40 %)	106 (35 %)	77 (25 %)	1.14
CITY	289	12	177 (59 %)	71 (23 %)	53 (18 %)	2.49
Table 7: Distribution in $\text{W.m}^{-2}$ (%) of net radiation (RN) and anthropogenic fluxes (Qanth) between storage (G), sensible heat (H) and latent heat (LE) fluxes and Bowen ratio (Bo) associated at 12H00 UTC						

To summarize, the CITY experiment is more accurate at night than ROCK and VEG. If the urban component only is considered, CITY(TEB) improves both the shape of the distribution and the representation of the most intense UHIs. During the day, ROCK seems to better fit the OBS distribution. However the vegetation surrounding the Montsouris public park station that contributes to soften the UHI can explain the warmer UHIs produced in the CITY experiment. Indeed, the evapotranspiration of the vegetation, that occurs mainly during the day, induces a cooling of the surrounding air temperature.

### 3.3.4. Assessment of French cities UHIs

The CITY experiment provided satisfying results for nighttime UHI and encouraging results for daytime UHI. Based on this experiment, the UHIs of the seven other largest cities of France have been quantified (see Table 8). For each city, the coordinates of the city center serve as urban reference points while an expertly chosen site serve as rural reference. It has yet to be noticed that in order to assess the magnitude of the UHI the choice of the rural site is important. Indeed, even though they might be near the same cities, two different rural sites have different temperatures and induce then different UHI intensities. In this study this is especially the case for the city of Paris that as a large regional impact (see section 3.2.2) and increase the temperature of the reference rural sites of Melun and Chartres. Therefore, the UHI in Paris is likely to be greater than the values presented hereafter.

On average, Lyon, Nice and Paris seem to face the warmest daytime UHIs with mean values of 2.7°C, 1.4°C and 1.1°C. Toulouse, Nantes, Lille and Bordeaux lead to UHIs of 0.7°C to 0.9°C. Finally Marseille which is located on the Mediterranean coast is frequently subject to sea breeze that leads to a negative UHI of -1.9 °C. However for the most extreme events (99<sup>th</sup> quantile) the most intense UHIs are noted in Nice and Lyon (up to 6°C), whereas they do not exceed 4°C for other cities.

Nocturnal UHIs range between 1.5 and 3.6°C for Marseille, Lyon and Nice, and remain below 1°C for Paris, Toulouse, Nantes, Lille and Bordeaux. The analysis of the most extreme events confirms that Marseille, Nice and Lyon are the most vulnerable cities to UHI.

UHI / Q99 (°C)	Paris		Lyon		Marseille		Lille		Nice		Toulouse		Bordeaux		Nantes	
	UHI	Q99	UHI	Q99	UHI	Q99	UHI	Q99	UHI	Q99	UHI	Q99	UHI	Q99	UHI	Q99
Day	1.1	2.8	2.7	5.9	-1.9	4.0	0.9	3.8	1.4	6.0	0.9	3.4	0.7	3.2	0.7	2.8
Night	0.9	2.9	2.3	5.7	3.6	7.2	0.6	3.4	1.7	5.8	0.9	4.1	0.6	3.0	0.9	3.4

Table 8: Intensities (in °C) of mean and Q99 Urban Heat Islands in the CITY experiment for the largest French cities.

## 4. Conclusions

The new ALADIN-Climate version 6 has been coupled to SURFEX and run at a 12-km horizontal resolution over the France metropolitan area. It has been compared with the SAFRAN analyses data and evaluated for the four seasons independently. The precipitation bias does not exceed  $\pm 0.5$  mm.day<sup>-1</sup>. However, the main defect of the model is the lack of cloudiness which increases incoming solar radiation and results in a Tmax overestimation with a positive bias of 2.8°C. Yet, for every considered variables, the inter-annual variability were in adequacy with the SAFRAN analyses data (correlation coefficients higher than 80 % for precipitation rates and incoming solar radiation and higher than 95% for Tmin and Tmax).

ALADIN has then be used to perform a sensitivity analysis on three different representations of urban areas: CITY corresponding to explicit description and modelling of cities with a specific urban parameterization, ROCK that is the conventional approach of ALADIN-climate model describing impervious urban covers as rock, and VEG for which cities are replaced by natural covers. This analysis showed that, even for a spatial resolution of 12 km, urban areas have an impact on modeling near-surface temperature. In particular, it has been shown that cities can influence their surrounding at a regional scale. By comparison with the VEG experiment, the largest French cities all induce a warming trend for near-surface temperature. This warming is maximum for Paris (up to 1.5°C for summer Tmin) which is much more urbanized and populated than other French cities and covers 65 % of the corresponding cell of ALADIN 12-km resolution grid. Moreover, the intensity and the spatial extent of the cities influence was found to be greater when using a detailed urban canopy model than for the ROCK experiment.

Eventually, based on long-term time series, the Paris urban heat island has been evaluated for each experiment. It was found that the explicit resolution of urban processes through an urban canopy model improves the UHI modeling. At night, the CITY experiment performed better than ROCK and VEG. During the day, the vegetation surrounding the Montsouris station that contributes to cool air temperature could explain the warmer UHIs simulated in CITY compared to ROCK. Based on CITY experiment, UHIs of the largest French cities have been assessed. The most intense UHIs with values up to 6°C in case of extreme events were found for Marseilles, Lyon and Nice.

These results highlight the gain brought by a detailed urban parameterization for regional climate models. Such a configuration would make possible to simulate scenarios of global adaptation

strategies (greening, air-conditioning, urban planning scenarios) to climate change and to assess their benefits at the regional scale. Eventually, this study strengthens the importance of surface parameterization and the need for sensitivity analyses based on inter-comparison projects.

## Appendix A

Ecoclimate II consists in 273 land cover classes, with the specificity of including 11 urban classes, that are "dense urban areas", "mediterranean suburban areas", "temperate suburban areas", "cold suburban areas", "industrial and commercial areas", "railways networks", "port facilities", "airport", "mines and construction sites", "urban parks", "sport facilities". These urban classes are described as a fraction of impervious covers (road and buildings composing the urban canyons) and a fraction of natural covers. As an example, "temperate suburban areas" which is largely present in France are composed of 40 % of nature (grass and trees), 30 % of impervious ground-based surfaces and 30 % of buildings. If the urban model is activated, impervious surfaces are dealt with TEB, whereas natural covers are dealt with ISBA. Without explicit modeling of cities, the impervious covers are converted in natural covers to be dealt by ISBA.

The Ecoclimate II classification is projected on ALADIN simulation grid, so that each mesh consists in a combination of land covers. The parameters associated to each land cover class (as defined in Ecoclimate II database) are aggregated over the mesh according to respective cover fractions. The tile fractions of sea, inland water, nature and urban areas can be derived, as well as input data required by the surface models.

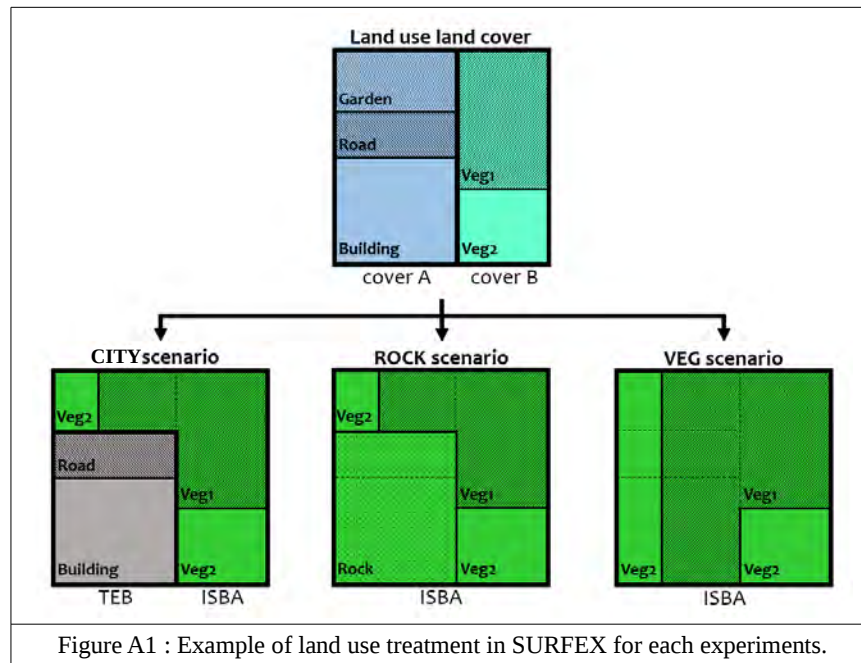


Figure A1 illustrates for the three ALADIN scenarios the methodology that has been applied to compute the cover fractions of natural and urban tiles for each model grid cell, starting from the fractions of land cover classes provided by Ecoclimate II. For this example, the grid cell is composed of urban areas (cover A that is a combination of gardens, roads, and buildings) and nature (cover B that is a combination of two different vegetation types Veg1 and Veg2).



For the CITY experiment where urban areas are explicitly modeled with TEB, building and road fractions represent the urban tile, whereas the garden fraction is part of the natural tile. To do so, this garden fraction is merged with Veg1 and Veg2 by keeping constant the ratio between Veg1 and Veg2. For the ROCK experiment that is the regular ALADIN configuration (Colin et al. 2010), urban areas are entirely converted in natural covers: the impervious part (road and buildings) is converted to rocks while the garden part is merged with Veg1 and Veg2 (as described previously, respecting the partition between Veg1 and Veg2). For the VEG experiment, all urban areas are replaced by their surrounding vegetation. The fraction of urban cover A in Figure A1 is removed and the natural cover B fills up the grid cell. This step is performed by maintaining the ratio between Veg1 and Veg2 constant.

## Appendix B

It was mention in Section 3.2.2 that the Regional Effect Index (REI) coefficient has been calculated in order to be comparable with Trusilova et al. (2007) works. This coefficient allows to evaluate the spatial extend of the potential impact of urbanized areas on air temperature. It is expressed as:

$$REI(x) = \frac{A_{aff.rur}(x) + A_{urb}}{A_{urb}}$$

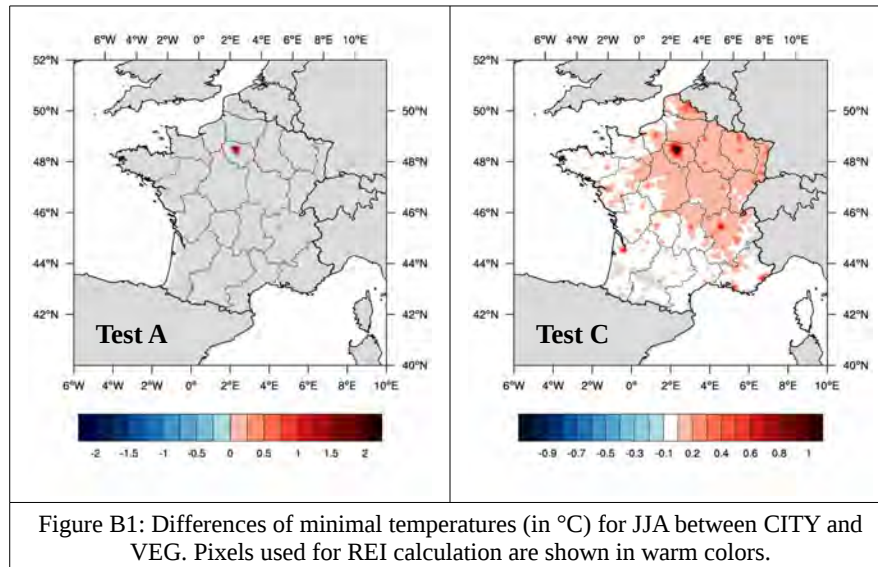
where x is the Tmin or Tmax,  $A_{urb}$  the urban area defined as the number of grid cells where the urban fraction is greater or equal to 10 %, and  $A_{aff.rur}$  the non urban area (i.e. cells where urban fraction is less than 10 %) affected by a significant temperature difference. In this study, the significance is defined by a Student test carried out on the VEG experiment and with a threshold value set at 90 %. However, this coefficient is dependent on both the significance test and on the urban fraction threshold that defined the urban area.

The significance test is used to set a threshold below which the magnitude of differences can be neglected. This test can be statistical for instance based on the Student test, or global i.e. based on a unique reference temperature difference for each grid cell. In this discussion, three tests have been carried out: two identical Student test (Test A and Test B) with different threshold values set at 90 % and 95 % respectively, and a global test (Test C) for which a minimum temperature difference has been fixed at 0.1°C. This test is performed with the thought that a temperature difference lower than 0.1°C may not be perceived by the human body. Results are presented on Table B1 for minimal and maximal temperatures and illustrated on Figure B1 for minimal temperature. Note that on Figure B1, Test B is not shown, since no regional impact were found (REI of 1.0).

Aurb	Test A		Test B		Test C	
	Tmin	Tmax	Tmin	Tmax	Tmin	Tmax
Ftown > 5%	1.07	1.05	1.00	1.00	19.3	40.1
Ftown > 10%	1.29	1.17	1.02	1.00	27.1	56.4
Ftown > 15%	1.80	1.43	1.18	1.03	40.0	83.3
Table B1: Regional Effect Index for three difference significant test and three different urban areas. Test A and Test B : Student tests with threshold set a 90% and 95% respectively. Test C: significant threshold for temperate differences set at 0.1°C.						

Three different urban fraction thresholds have also been used. Indeed, in REI coefficient, the urban area should includes all the grid cells that are more affected by their own urban component than by the surrounding grid cells. However, since a pixel-to-pixel evaluation does not seem relevant nor

standard, a global test on the urban fraction is applied over the whole domain. The sensitivity of REI has thus been tested on three urban fraction (Ftown) thresholds set at 5 %, 10 % and 15 %. Results are presented in Table B1 for the three significance tests.



The comparison of significance tests shows that Test B is a more restrictive version of Test A. Except for Tmin with an urban fraction threshold of 15 %, Test B does not indicate any urban impact on surroundings, contrary to Test A which indicates urban impacts on both Tmin and Tmax. Test C is more permissive and highlights a major impact of cities on the regional climate. With this test, REI grows up to 56.4. In addition, contrary to Test A and Test B, Test C reveals a impact twice greater for Tmax than Tmin. This enhance the needs for a standard test based both on one hand on a robust statistical approach and on another hand on human body perception. Eventually, if one wants to keep a statistical test, a Student test with a threshold value set at 70 % would also lead to a higher REI for Tmax (4,1) than for Tmin (2,6).

Looking now at the difference of REI according to the urban fraction threshold, one can note that, as expected, both for Tmin and Tmax and whatever the significance test considered, REI values increase with the threshold. However, it is important to note that even with a low threshold of 5 %, Test A and Test C found a significant impact of the cities on their surrounding.

## References

- Batjes, N. H. (2009). Harmonized soil profile data for applications at global and continental scales: updates to the WISE database. *Soil Use and Management*, 25(2), 124-127.
- Christensen, J. H., Boberg, F., Christensen, O. B., & Lucas-Picher, P. (2008). On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophysical Research Letters*, 35(20).

Colin, J., Déqué, M., Radu, R., & Somot, S. (2010). Sensitivity study of heavy precipitation in Limited Area Model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus A*, 62(5), 591-604.

Cubasch, U., Hasselmann, K., Höck, H., Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U., Santer, B. D., & Sausen, R. (1992). Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics*, 8(2), 55-69.

Cuxart, J., Bougeault, P., & Redelsperger, J. L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562), 1-30.

Davies, H. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432), 405-418.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.

Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., & Cariolle, D. (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4), 249-266.

Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarch, G., Lesaffre, B., & Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, 18(1), 65-71.

Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., & Martin, E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 45(151), 469-484.

Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J. L., Masson, V., Martin, E., & Moigne, P. L. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2), 563-582.

Früh, B., Becker, P., Deutschländer, T., Hessel, J. D., Kossmann, M., Mieskes, I., et al. (2011). Estimation of climate-change impacts on the urban heat load using an urban climate model and regional climate projections. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(1), 167-184.

Giorgi, F. (1990). Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3(9), 941-963.

Guérémy, J. F. (2011). A continuous buoyancy based convection scheme: one-and three-dimensional validation. *Tellus A*, 63(4), 687-706.

Hamdi, R., Van de Vyver, H., & Termonia, P. (2012). New cloud and microphysics parameterisation for use in high-resolution dynamical downscaling: application for summer extreme temperature over Belgium. *International Journal of Climatology*, 32(13), 2051-2065.

Hamdi, R., Giot, O., De Troch, R., Deckmyn, A., & Termonia, P. (2015). Future climate of Brussels and Paris for the 2050s under the A1B scenario. *Urban Climate*, 12, 160-182.

Houghton, J. T., Ding, Y. D. J. G., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X. et al. (2001). *Climate change 2001: the scientific basis*. The Press Syndicate of the University of Cambridge.

Hua, L. J., Ma, Z. G., & Guo, W. D. (2008). The impact of urbanization on air temperature across China. *Theoretical and Applied Climatology*, 93(3-4), 179-194.

IPCC (2014). *Climate Change 2014–Impacts, Adaptation and Vulnerability: Regional Aspects*. Cambridge University Press.

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., et al. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563-578.

Jones, P. D., Lister, D. H., & Li, Q. (2008). Urbanization effects in large-scale temperature records, with an emphasis on China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D16).

Kotlarski, Sven, et al. "Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble." *Geoscientific Model Development* 7.4 (2014): 1297-1333.

Kusaka, H., Masayuki, H. A. R. A., & Takane, Y. (2012a). Urban climate projection by the WRF model at 3-km horizontal grid increment: dynamical downscaling and predicting heat stress in the 2070's August for Tokyo, Osaka, and Nagoya metropolises. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90, 47-63.

- Kusaka, H., Fei, C., Tewari, M., Dudhia, J., Wei, W. A. N. G., & Yukako, M. I. Y. A. (2012b). Numerical simulation of Urban Heat Island effect by the WRF Model with 4-km grid increment: an inter-comparison study between the urban canopy model and slab model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90, 33-45.
- Lamptey, B. L., Barron, E. J., & Pollard, D. (2005). Impacts of agriculture and urbanization on the climate of the Northeastern United States. *Global and Planetary Change*, 49(3), 203-221.
- Leduc, M., & Laprise, R. (2009). Regional climate model sensitivity to domain size. *Climate Dynamics*, 32(6), 833-854.
- Lemonsu, A., Kounkou-Arnaud, R., Desplat, J., Salagnac, J. L., & Masson, V. (2013). Evolution of the Parisian urban climate under a global changing climate. *Climatic change*, 116(3-4), 679-692.
- Lopez, P. (2002). Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579), 229-257.
- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3), 357-397.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., et al. (2013). The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6, 929-960.
- Mestre, O., Domonkos, P., Picard, F., Auer, I., Robin, S., Lebarbier, E., ... & Klancar, M. (2013). HOMER: a homogenization software—methods and applications.
- McCarthy, M. P., Harpham, C., Goodess, C. M., & Jones, P. D. (2012). Simulating climate change in UK cities using a regional climate model, HadRM3. *International Journal of Climatology*, 32(12), 1875-1888.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663-16682.
- Morcrette, J. J. (1991). Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D5), 9121-9132.

Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J. J., Solmon, F., et al. (2013). A 4-D climatology (1979-2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the Mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(5), 1287.

Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sanchez-Lorenzo, A., & Wild, M. (2014). Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980. *Geophysical Research Letters*, 41(15), 5605-5611.

Noilhan, J., & Mahfouf, J. F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1-4), 145-159.

Oke, T. R. (1987). The urban energy balance. *Progress in Physical geography*, 12(4), 471-508.

Piriou, J. M., Redelsperger, J. L., Geleyn, J. F., Lafore, J. P., & Guichard, F. (2007). An approach for convective parameterization with memory: Separating microphysics and transport in grid-scale equations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(11), 4127-4139.

Prein, A. F., Gobiet, A., Truhetz, H., Keuler, K., Goergen, K., Teichmann, C., et al. (2015). Precipitation in the EURO-CORDEX simulations: high resolution, high benefits?. *Climate dynamics*, 46(1-2), 383-412.

Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., ... & Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(1), 92-107.

Stone, B. (2007). Urban and rural temperature trends in proximity to large US cities: 1951–2000. *International Journal of Climatology*, 27(13), 1801-1807.

Trusilova, K., Jung, M., Churkina, G., Karstens, U., Heimann, M., & Claussen, M. (2007). Urbanization impacts on the climate in Europe: Numerical experiments by the PSU–NCAR Mesoscale Model (MM5). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(5), 1442-1455.

Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., et al. (2013). The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate dynamics*, 41(9-10), 2555-2575.

Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., & Soubeyroux, J. M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11), 1627-1644.

Voltaire, A., Sanchez-Gomez, E., y Méliá, D. S., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S. et al. (2013). The CNRM-CM5. 1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2091-2121.

Wilby, R. L., & Wigley, T. M. L. (1997). Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in physical geography*, 21(4), 530-548.

Yang, Z., Dominguez, F., Gupta, H., Zeng, X., and Norman, L. (2016). Urban effects on regional climate: A case study in the phoenix and tucson “sun corridor”. *Earth Interactions*, 20(20):1–25.

### 3.1.3 Informations complémentaires

La simulation climatique présentée précédemment a été validée par rapport aux données d'analyse SAFRAN pour quatre variables climatiques que sont les précipitations, le rayonnement solaire descendant et les températures journalières minimales et maximales. Dans le cadre de cette thèse, des évaluations complémentaires portant sur le rayonnement solaire incident et l'humidité des sols ont été réalisées à l'aide des observations du réseau GEBA et des sorties de la chaîne de modélisation SIM. Ce paragraphe détaille donc dans un premier temps ces trois types de données avant de présenter les évaluations complémentaires.

#### 3.1.3.1 Les données d'observation

##### Les données SAFRAN

Le système SAFRAN ([Durand et al., 1993, 1999](#)), pour Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie, a été initialement développé pour répondre à des besoins opérationnels d'estimation des risques d'avalanche en zone montagneuse. Ces données ont ensuite été étendues à l'ensemble de la France métropolitaine ([Etchevers et al., 2001](#); [Le Moigne, 2002](#)) et sont encore aujourd'hui utilisées pour effectuer le suivi hydrologique du pays. Les données SAFRAN ont depuis été largement utilisées notamment à travers la chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU ([Habets et al., 2008](#)) dans des études de recherche portant sur la prévision des débits ([Rousset Regimbeau, 2007](#); [Singla, 2012](#)) ou l'impact du changement climatique ([Vidal et al., 2012](#); [Chauveau et al., 2013](#)). Le système SAFRAN consiste en une reconstruction au pas de temps horaire des précipitations liquides et solides, de la températures à 2 m, de l'humidité relative à 2 m, des rayonnements solaires et infrarouges descendants, de l'intensité du vent à 10 m et de la nébulosité. Cette reconstruction, qui utilise les données d'observations disponibles sur le territoire français et les sorties du modèle opérationnel ARPEGE comme ébauche, s'effectue à l'aide d'une analyse en cinq parties :

- 1ere étape : La définition du maillage est effectuée en considérant des zones climatiques pour lesquelles les gradients horizontaux et verticaux des variables analysées sont faibles.
- 2ème étape : Les observations de rayonnement (solaire et infrarouge) descendant étant peu nombreuses, un modèle de transfert radiatif ([Ritter and Geleyn, 1992](#)) estime, pour chaque maille, le rayonnement incident à partir d'un profil d'atmosphère libre. On notera que le schéma de rayonnement utilisé est différent de celui inclus dans ALADIN.
- 3ème étape : La méthode d'interpolation optimale analyse, toutes les 6 heures, les variables atmosphériques entre l'ébauche et les observations disponibles avec une résolution verticale de 300m. Afin d'inclure un nombre maximal d'observations, les précipitations ne sont cependant analysées qu'au pas de temps journalier.



- 4ème étape : Les variables atmosphériques sont interpolées au pas de temps horaire en tenant compte de l'humidité spécifique pour les précipitations, et pour les autres variables, des variations diurnes de la température à 2 m, de l'humidité spécifique à 2 m et du rayonnement solaire.
- 5ème étape : les variables atmosphériques sont interpolées spatialement sur une grille régulière à 8 km de résolution.

Le système SAFRAN a fait l'objet de deux évaluations de la part de [Quintana-Segui et al. \(2008\)](#) et [Vidal et al. \(2010\)](#). Ces deux études ont validés la qualité des champs de précipitations, d'humidité relative et de températures, malgré une légère surestimation des précipitations et des températures minimales notée par [Vidal et al. \(2010\)](#). Les deux études pointent également une sous-estimation du rayonnement solaire incident avec des biais non-négligeables allant de -6 à -10  $\text{W m}^{-2}$ . [Vidal et al. \(2010\)](#) note également la présence d'un îlot de chaleur urbain sur Paris pouvant atteindre 1.5°C.

### Le réseau GEBA

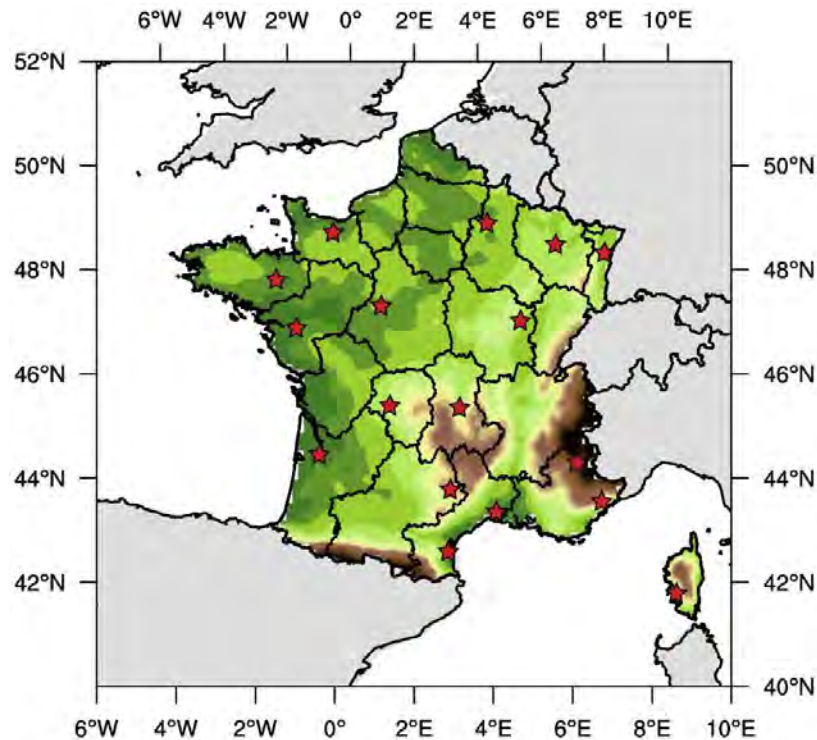


FIGURE 3.1: *Emplacement des stations françaises de mesure de rayonnement solaire incident appartenant au réseau GEBA*

Compte tenu de la sous-estimation de son intensité dans les données SAFRAN, le rayonnement

solaire descendant a fait l'objet d'une seconde évaluation grâce aux données du réseau GEBA. Le réseau GEBA pour Global Energy Balance Archive (Gilgen and Ohmura, 1999) regroupe un ensemble de stations de mesures de rayonnement sur la surface du globe avec pour objectif la création d'une archive du bilan énergétique solaire. Initialement développée pour valider les Modèles de Circulation Générale et les données satellites, cette archive a notamment été utilisée dans le cadre de la recherche sur le climat pour évaluer le bilan d'énergie à la surface de la Terre (Ohmura and Gilgen, 1993), pour valider des Modèles de Circulation Générale (Garratt, 1994; Wild et al., 1995) et pour étudier l'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère (Li and Moreau, 1996). Sanchez-Lorenzo et al. (2013), qui ont validé des données sur l'Europe, ont accepté de transmettre au CNRM les contributions des stations sur le territoire français. Dans cette thèse, 17 stations réparties de façon homogène sur la France métropolitaine (voir Figure 3.1) ont servi à évaluer le rayonnement solaire descendant d'ALADIN.

### La chaîne SIM

La chaîne SIM (Habets et al., 2008) utilisée en recherche (Decharme et al., 2013; Fairbairn et al., 2016), mais aussi en opérationnel pour renseigner l'état hydrique des sols (dans le cadre du bulletin national de situation hydrologique (accessible via <http://www.eaufrance.fr>) du Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie), est une chaîne hydro-météorologique constituée des trois modèles SAFRAN (voir section 3.1.3.1), ISBA (voir section 2.2.1) et MODCOU (voir paragraphe 3.1.3.1). Cette chaîne se décompose donc en trois étapes :

- 1ère étape : SAFRAN produit des analyses de variables atmosphériques au niveau de la surface.
- 2ème étape : Ces données sont utilisées pour forcer le modèle ISBA qui calcule un bilan d'eau et d'énergie permettant d'estimer le ruissellement de surface et le drainage gravitaire.
- 3ème étape : MODCOU utilise ce ruissellement et ce drainage pour calculer le transfert d'eau vers les rivières et simuler l'évolution des niveaux d'eau dans les aquifères.

Les données d'humidité du sol, en temps réel ou issues de la prévision d'ensemble à 10 jours, en sortie d'ISBA sont utilisées par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) afin d'initialiser les modèles hydrologiques participant à la prévision des crues et à l'anticipation des risques d'inondation. Dans le cadre de cette thèse, l'indice d'humidité du sol (SWI pour Soil Wetness Index, voir équation 3.1) calculé par le modèle ISBA est utilisé comme référence pour l'évaluation du modèle ALADIN. Il est considéré comme un proxy du contenu en eau du sol.

### Brève présentation du modèle MODCOU

MODCOU utilise les équations de diffusivité (Ledoux et al., 1989) pour modéliser sur un maillage horizontal variant de 1 à 8 km, l'évolution spatiale et temporelle du niveau piézométrique des aquifères

sur la France. Dans son utilisation opérationnelle, MODCOU calcule les échanges entre les aquifères et les rivières pour les nappes du Rhône et de la Seine. A partir des données de ruissellement et de drainage gravitaire fournies par ISBA, le modèle estime les débits des rivières à une échéance de 3 heures et les hauteurs piézométriques des aquifères au pas de temps journalier.

### 3.1.4 Evaluation complémentaire

#### 3.1.4.1 Rayonnement solaire incident

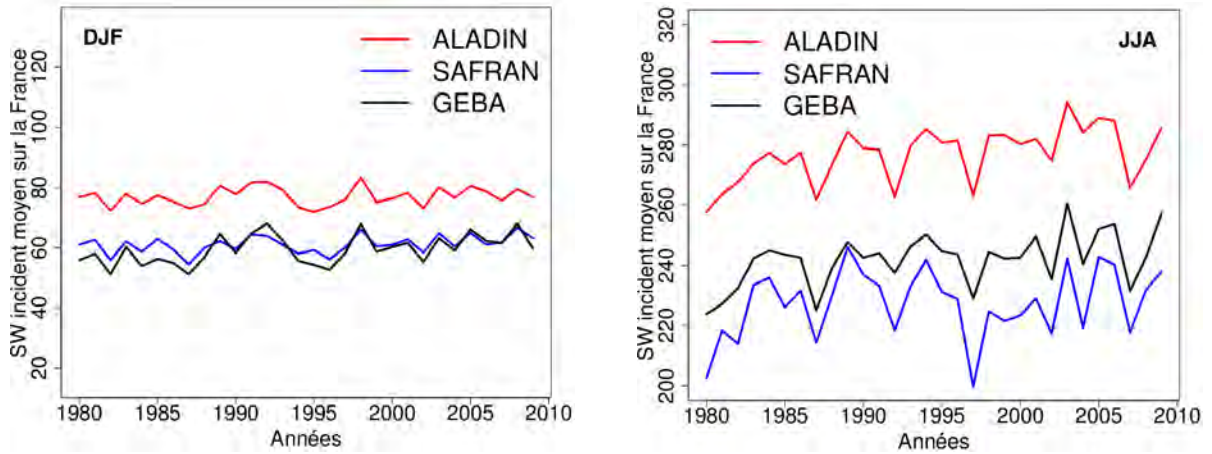


FIGURE 3.2: Evolution temporelle du rayonnement solaire incident (en  $W.m^{-2}$ ) pour DJF (gauche) and JJA (droite).

Biais	DJF	MAM	JJA	SON
ALADIN	16	30	35	21
SAFRAN	+2	-17	-15	-8

TABLE 3.1: Biais saisonniers moyens (en  $W.m^{-2}$ ) sur l'ensemble des stations pour la simulation ALADIN-SURFEX et les données SAFRAN par rapport au réseau GEBA.

Il a été mentionné dans l'article précédent la sous-estimation par les données d'analyse SAFRAN du rayonnement solaire incident (Section 3.1.2). Afin de permettre une évaluation plus précise de la simulation ALADIN, ce rayonnement a été comparé aux stations ponctuelles du réseau GEBA (voir Section 3.1.3.1). Les données de rayonnement solaire incident ont été extraites des champs ALADIN et SAFRAN pour les points de grille le plus proches de chaque station GEBA (l'emplacement des stations est précisé sur la Figure 3.1). Les résultats sont comparés en moyennant les données de rayonnement sur l'ensemble des stations, par année et par saison. La comparaison des séries temporelles est présentée pour l'hiver et l'été sur la Figure 3.2, et les biais moyens pour les quatre saisons sont répertoriés dans la Table 3.1.

En hiver, SAFRAN se compare très bien aux données GEBA, de sorte que le biais moyen positif

d'ALADIN n'est pas diminué. Il est même très faiblement dégradé puisque SAFRAN a tendance à surestimer le rayonnement incident dans les années 1980. En revanche en été, SAFRAN sous-estime le rayonnement solaire incident avec un biais de  $-15 \text{ W m}^{-2}$ . Les valeurs de rayonnement ALADIN sont donc plus en accord avec celles des stations ponctuelles, même si un fort biais positif ( $+35 \text{ W m}^{-2}$ ) persiste. Les mêmes tendances sont relevées aux inter-saisons (voir Table 3.1).

On peut de nouveau noter la très bonne représentation de la variabilité saisonnière inter-annuelle dans la simulation ALADIN, avec des coefficients de corrélation entre les observations GEBA et les sorties ALADIN variant de 85 % en hiver à 97 % au printemps (96 % en été, et 95 % en automne). En outre, grâce à l'utilisation d'une climatologie d'aérosols évolutive (Nabat et al., 2013), le modèle reproduit l'augmentation avec les années du rayonnement solaire incident observée par les stations du réseau GEBA et liée à la baisse de la charge en sulfate en Europe depuis les années 1980 (Nabat et al., 2014).

### 3.1.4.2 Humidité des sols

La capacité de rétention d'eau et la réserve utile d'un sol dépendent fortement de sa composition en sable, argile et limon. C'est pourquoi afin de déterminer si un sol est sec ou humide (en fonction de sa texture et de ses propriétés hydrologiques), un indice d'humidité du sol SWI (Soil Wetness Index) est défini :

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}} \quad (3.1)$$

avec  $W$  le contenu en eau du sol,  $W_{wilt}$  le contenu en eau du sol au point de flétrissement (seuil à partir duquel la plante ne peut plus capter l'eau du sol) et  $W_{fc}$  le contenu en eau du sol à la capacité au champ (seuil au-dessous duquel il n'y a ni drainage profond, ni drainage superficiel dans le sol car les forces de capillarité s'opposent à l'écoulement gravitaire). Ainsi, lorsque le SWI est voisin de 1, voire supérieur à 1, le sol est humide et tend vers la saturation. Lorsque le SWI tend vers 0, voire passe en dessous de 0, le sol est sec et en état de stress hydrique. C'est le SWI qui est évalué dans la simulation ALADIN par rapport aux sorties de la chaîne de modélisation SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU, voir section 3.1.3.1)

La Figure 3.3 présente la carte des différences d'indice d'humidité du sol calculées entre les sorties ALADIN et les sorties de la chaîne de modélisation SIM (voir Section 3.1.3.1) pour les saisons DJF et JJA, ainsi que les évolutions année après année de cet indice pour ALADIN et SIM. Que ce soit en été ou en hiver, ALADIN simule des sols trop secs (SWI de -0.07 et -0.09, respectivement) et ce défaut est généralisé à l'ensemble du domaine. Toutefois, les biais moyens sur le domaine restent relativement faibles avec des valeurs comprises entre -0.04 (MAM) et -0.13 (SON). Certaines zones géographiques se distinguent néanmoins. Ainsi, conséquence d'un rayonnement solaire incident trop important dans cette région en hiver et surtout en été (voir 3.1.2), le pourtour méditerranéen présente des biais importants allant jusqu'à -0.30. Enfin, la région parisienne et la région des Landes sont

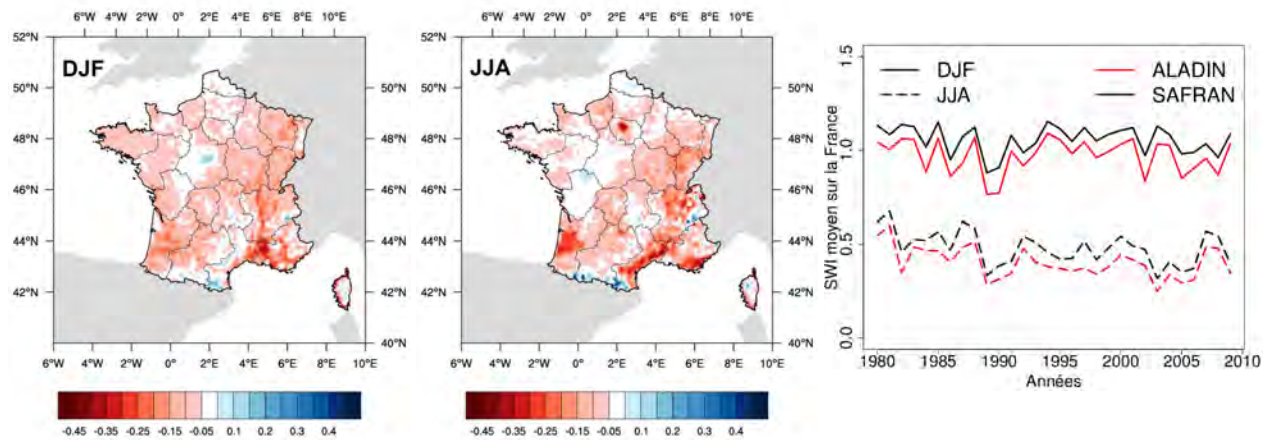


FIGURE 3.3: Carte des différences entre ALADIN et SIM et évolutions temporelles pour l'indice d'humidité du sol (SWI) pour les saisons DJF et JJA.

également impactées par des sols très secs en été. Ceci s'explique par l'utilisation de la roche pour la représentation de la ville dans ALADIN contrairement à SIM (sol nu uniquement). En effet, la présence de roche favorise le ruissellement et diminue fortement l'infiltration d'eau dans le sol. A l'échelle nationale, la variabilité saisonnière inter-annuelle est toutefois très bien représentée en hiver et en été mais également aux inter-saisons avec des coefficients de corrélation compris entre 92 % (SON) et 97 % (DJF).

## 3.2 Impact des conditions atmosphériques sur l'îlot de chaleur

L'influence des conditions atmosphériques sur la formation de l'îlot de chaleur urbain a été abordée en introduction (voir Section 1.3). Il a notamment été précisé que l'ICU est favorisé par des conditions anticycloniques et limité par les fortes couvertures nuageuses. L'étude réalisée dans l'article précédent (voir Section 3.1.2) a donc été complétée par une analyse des îlots de chaleur urbains en fonction des conditions atmosphériques (par saison puis par régime de temps).

### 3.2.1 Une dépendance saisonnière

Le fort rayonnement solaire incident présent au cours de l'été augmente le stockage de chaleur dans les surfaces imperméables la journée. Pendant la nuit, ce surplus d'énergie réchauffe l'air proche de la surface et favorise des îlots de chaleur urbains plus intenses que lors de la saison d'hiver. Durant l'été, les faibles précipitations limitent également l'évapotranspiration dans le milieu urbain où le réservoir d'eau est déjà très faible. Ceci crée un contraste avec les zones rurales où la végétation peut puiser dans le sol les ressources en eau nécessaires et contribue au réchauffement des villes.

Afin d'étudier l'effet de cette variabilité saisonnière dans la distribution des îlots de chaleur



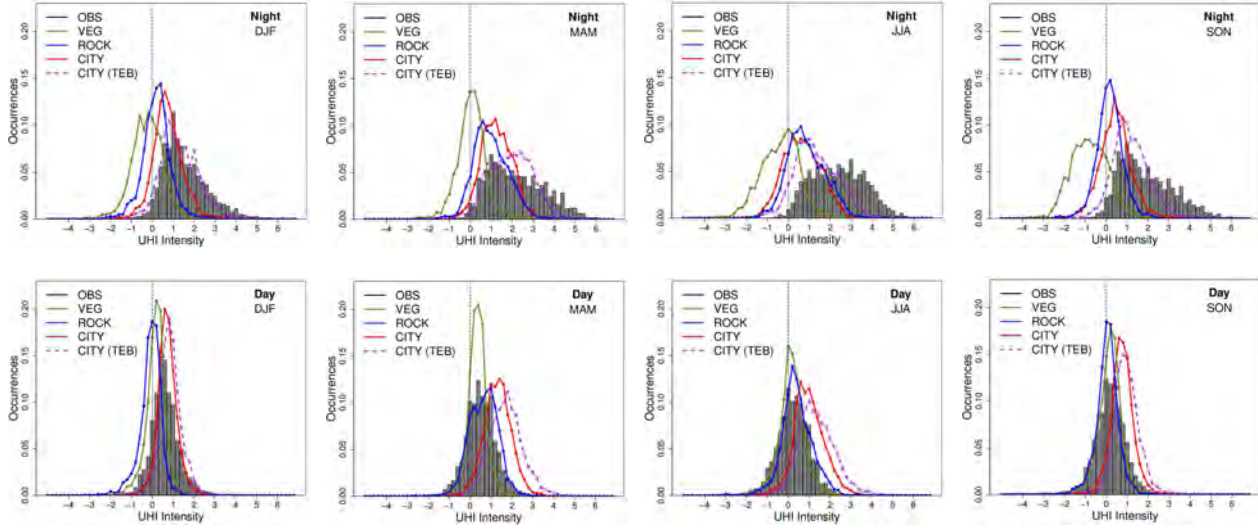


FIGURE 3.4: Distributions saisonnières des îlots de chaleur urbains nocturnes (haut) et diurnes (bas) de la ville Paris.

urbains, la Figure 3.4 compare les distributions de l'ICU la nuit ( $T_{min}$ ) et le jour ( $T_{max}$ ) issues des observations et des expériences CITY (et CITY(TEB)), ROCK et VEG pour la ville de Paris.

Concentrons-nous d'abord sur les distributions observées. La nuit, c'est en hiver que les ICU sont les moins intenses. Les distributions se décalent vers des valeurs plus élevées au printemps et en automne, mais restent dissymétriques (coté gauche, coefficient d'asymétrie de 0.4 à 0.8) avec un maximum autour de  $1^{\circ}\text{C}$ . La distribution est nettement plus homogène en été (coefficient d'asymétrie de 0.1) et la valeur moyenne plus importante ( $2.5^{\circ}\text{C}$  par rapport à  $1.6^{\circ}\text{C}$ ,  $2.3^{\circ}\text{C}$  et  $2.0^{\circ}\text{C}$  pour DJF, MAM et SON). En journée, les différences entre les quatre saisons sont moins marquées. Bien que les distributions pour MAM et JJA soient légèrement plus aplaties, toutes les saisons admettent des distributions symétriques centrées autour d'un maximum à  $0.5^{\circ}\text{C}$ , et avec d'importantes occurrences d'ICU négatifs.

Expérience		$T_{min}$				$T_{max}$			
		DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
ICU moyen ( $^{\circ}\text{C}$ )	OBS	1.6	2.3	2.5	2.0	0.7	0.6	0.3	0.3
	VEG	-0.1	0.2	-0.3	-0.7	0.3	0.4	0.3	0.3
	ROCK	0.3	1.1	0.9	0.3	0.0	0.8	0.5	0.1
	CITY	0.6	1.3	0.8	0.5	0.8	1.4	1.1	0.8
Q99 ( $^{\circ}\text{C}$ )	OBS	4.7	5.5	5.2	2.0	2.8	2.5	2.2	2.1
	VEG	1.7	2.0	1.8	1.4	1.3	1.6	1.9	1.5
	ROCK	2.2	3.1	3.0	1.9	1.2	2.3	2.4	1.5
	CITY	2.8	3.1	2.7	2.5	2.0	3.1	3.1	2.5

TABLE 3.2: Intensités moyennes et 99<sup>me</sup> quantile pour les îlots de chaleur urbains nocturnes ( $T_{min}$ ) et diurne ( $T_{max}$ ) de la ville de Paris et pour les quatre saisons.

Les distributions basées sur les simulations ALADIN montrent que quelques soient les saisons, les expériences VEG et ROCK n'arrivent pas à reproduire les ICU nocturnes les plus intenses. Ils surestiment même le nombre d'ICU négatifs. Le cas CITY se comporte mieux, avec un ICU moyen plus réaliste et un Q99 (99ème quantile) plus élevé (Voir Table 3.2). Les distributions obtenues pour CITY(TEB) sont encore plus réalistes, particulièrement en DJF, MAM et SON. On note cependant que l'aplatissement de la distribution survient au printemps et non en été comme dans les observations. Pour l'ICU de jour, à l'exception de DJF, les distributions obtenues avec ROCK et VEG sont en meilleur accord avec la distribution observée que celles des expériences CITY et CITY(TEB) qui sont décalées et traduisent une surestimation systématique des ICUs. La végétation entourant la station du parc public de Montsouris, et qui contribue probablement à affaiblir l'ICU en journée par évapotranspiration, peut expliquer ce biais.

	DJF	MAM	JJA	SON
Paris	1.37	2.00	1.40	1.26
Lyon	1.79	2.33	2.87	2.31
Marseille	2.55	1.17	1.94	1.97
Lille	0.26	0.88	0.89	0.52
Nice	1.78	2.10	1.66	1.39
Toulouse	1.20	1.15	0.41	0.96
Bordeaux	1.03	0.77	0.23	0.66
Nantes	0.72	0.94	1.04	0.92

TABLE 3.3: *Intensités moyennes des îlots de chaleur urbains nocturnes ( $T_{min}$ ) simulés par l'expérience CITY.*

Les ICUs nocturnes moyens des principales villes de France ont été estimés par saison pour l'expérience CITY (Table 3.3). Pour chaque ville, les coordonnées du centre ville servent de référence urbaine tandis que deux points alentours choisis de manière experte servent de références rurales. On note des variations saisonnières et des différences significatives d'une ville à l'autre. L'ICU est plus élevé au printemps pour Paris et Nice, en hiver pour Marseille, Toulouse et Bordeaux, en été pour Lyon, Lille et Nantes. Néanmoins, quelle que soit la saison, les villes de Lyon et Marseille se distinguent par des ICUs relativement élevés, puis Nice dans une moindre mesure.

### Etude par régimes de temps

L'îlot de chaleur urbain pouvant être exacerbé ou affaibli selon les conditions météorologiques, il semble légitime d'étudier sa dépendance aux régimes de temps (Vautard, 1990) qui contrôlent les conditions climatiques intra-saisonnières à l'échelle régionale. Toutefois, l'étude réalisée n'a pas montré de sensibilités significatives. A titre d'exemple, les régimes de temps étant plus marqués en hiver, la Figure A.1 proposée en Annexe A présente pour DJF et pour les quatre régimes de temps les fonctions de densité de probabilité (PDF) pour les îlots de chaleur parisiens nocturnes et diurnes. Egalement en Annexe A, la Table 6 regroupe, pour les observations et l'expérience CITY et pour

l'ensemble des saisons, les valeurs des ICU moyens par régime de temps.

La faible dépendance aux régimes de temps indique que le phénomène d'îlot de chaleur est dépendant de conditions météorologiques plus locales. Le paragraphe suivant propose donc de se concentrer sur des événements météorologiques extrêmes particuliers : les vagues de chaleur et les vagues de froid. Au delà de cette thèse, une perspective d'étude pourrait se focaliser également sur le comportement des trois modèles en fonction de types de temps locaux.

### 3.3 Interactions entre ville et climat en période d'évènements extrêmes

Les conditions de températures extrêmes exacerbent les différences de comportement entre les villes et leur environnement. A titre d'exemple, en 2003, lors de la vague de chaleur qui a touché la France, l'îlot de chaleur de la ville de Paris a doublé ( $8^{\circ}\text{C}$  contre  $4^{\circ}\text{C}$  habituellement à l'échelle de l'île de France). Il est donc intéressant d'évaluer l'impact que peuvent avoir les villes dans de telles conditions dans la simulation ALADIN. Il semble aussi nécessaire d'étudier cet impact en périodes hivernales extrêmes. Ainsi, cette étude porte sur les vagues de chaleur mais aussi sur les vagues de froid.

#### 3.3.1 Présentation des événements extrêmes étudiés

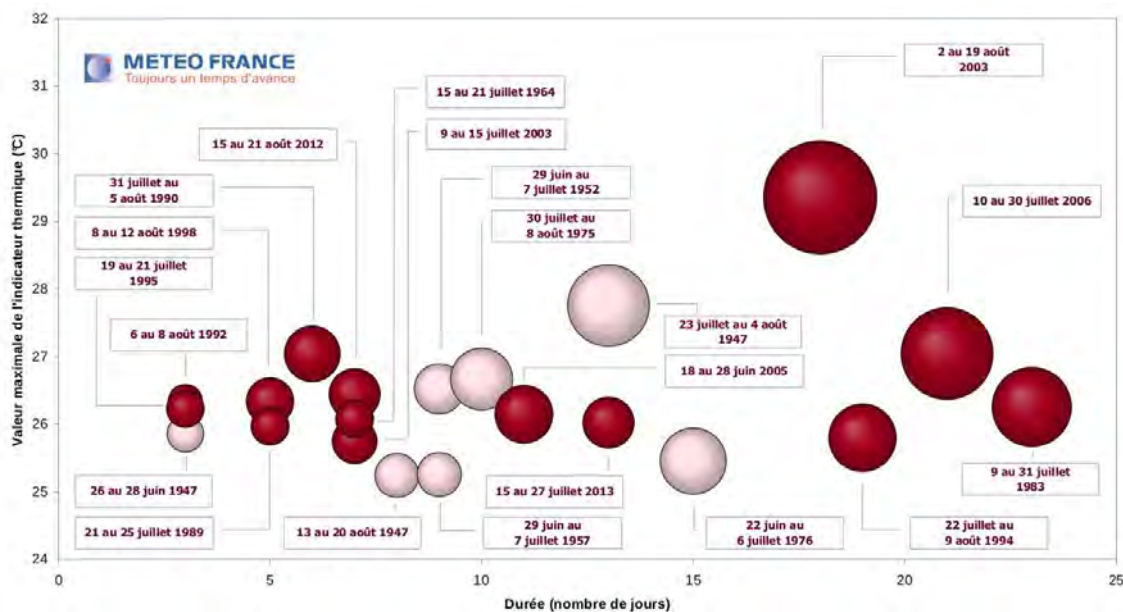


FIGURE 3.5: Classement des vagues de chaleur par durée et intensité pour la période 1947-2012. Source : M. Schneider (Météo-France)



**Une vague de chaleur** se caractérise par des températures anormalement élevées, observées pendant plusieurs jours consécutifs. Il n'existe cependant pas de définition universelle puisque les niveaux de température et la durée de l'épisode qui permettent de caractériser une vague de chaleur varient selon les régions considérées. A Paris, l'alerte de vague de chaleur est déclenchée lorsque la température minimale reste supérieure à 21°C durant 3 jours consécutifs. A Marseille, ce seuil critique est fixé à 24°C, tandis qu'il est de 20°C à Lyon. La fréquence de ces épisodes particulièrement éprouvants pour les individus est en augmentation à cause du changement climatique. A titre indicatif, la Figure 3.5 présente l'ensemble des vagues de chaleur recensées en France pour la période 1947-2013. Dans le cadre de cette thèse, seules les six vagues de chaleur les plus intenses sur la période de simulation 1980-2009 ont été conservées : 9 au 31 juillet 1983, 31 juillet au 5 août 1990, 22 juillet au 9 août 1994, 2 au 19 août 2003, 18 au 28 juin 2005, 10-30 juillet 2006.

L'étude des longues séries d'observation disponibles à Paris, Melun et Chartres permet de mettre en lumière le comportement particulier du milieu urbain lors des vagues de chaleur. Les îlots de chaleur urbains nocturnes furent ainsi plus intenses lors de ces événements avec une valeur moyenne de 2.9 °C contre 2.5 °C pour les conditions estivales (voir Table 3.2) et 2.1 °C en moyenne annuelle (voir Section 3.1.2).

**Les vagues de froid** sont caractérisées par leur persistance, leur intensité et leur étendue géographique. L'alerte de vague de froid est activée lorsque l'épisode dure au moins deux jours et que les températures atteignent des valeurs nettement inférieures aux normales saisonnières de la région concernée. A titre indicatif, les organismes de santé publique rappellent que le grand froid, comme la canicule, constitue un danger pour la santé des individus. De même que pour les vagues de chaleur, seules les vagues de froid les plus intenses de la période 1980-2009 ont été conservées : 3 au 17 janvier 1985, 7 au 13 février 1986, 8 au 23 janvier 1987, 26 décembre 1996 au 8 janvier 1997. De la même manière que pour les vagues de chaleur, l'étude des longues séries d'observation disponible à Paris, Melun et Chartres souligne cette fois-ci d'une diminution de l'intensité des îlots de chaleur urbains. Les ICU nocturnes furent moins intenses avec une valeur moyenne de 1.3 °C contre 1.6 °C pour les conditions hivernales (voir Table 3.2) et 2.1 °C en moyenne annuelle (voir Section 3.1.2).

### 3.3.2 Effets urbains pendant les vagues de chaleur

La Figure 3.6 (panneau du haut) présente les champs de différence de température de l'air en surface entre les expériences CITY et VEG. Ces champs sont calculés à partir des Tmin et Tmax simulées sur la France lors des épisodes de vague de chaleur. Bien qu'elles puissent être statistiquement significatives, les différences comprises entre -0,1°C et +0,1°C, qui restent très faibles d'un point de vue physique, sont négligées et colorées en blanc. Le coefficient d'Indice d'Effet Régional (REI) basé sur les travaux de Trusilova et al. (2008), calculé à l'échelle saisonnière dans l'article présenté précédemment, est ici calculé pour les vagues de chaleur uniquement et présenté dans la Table

3.4. Ce coefficient permet d'évaluer l'étendue spatiale de l'impact potentiel des zones urbanisées sur la température de l'air (se référer au paragraphe 3.2.2 de l'article dans la Section 3.1.2 pour une définition détaillée). La Table 3.4 présente aussi les différences de température, calculées en Tmin et Tmax à partir des expériences CITY et VEG, pour les huit plus grandes villes de France : Paris, Lyon, Marseille, Lille, Nice, Toulouse, Bordeaux, Nantes.

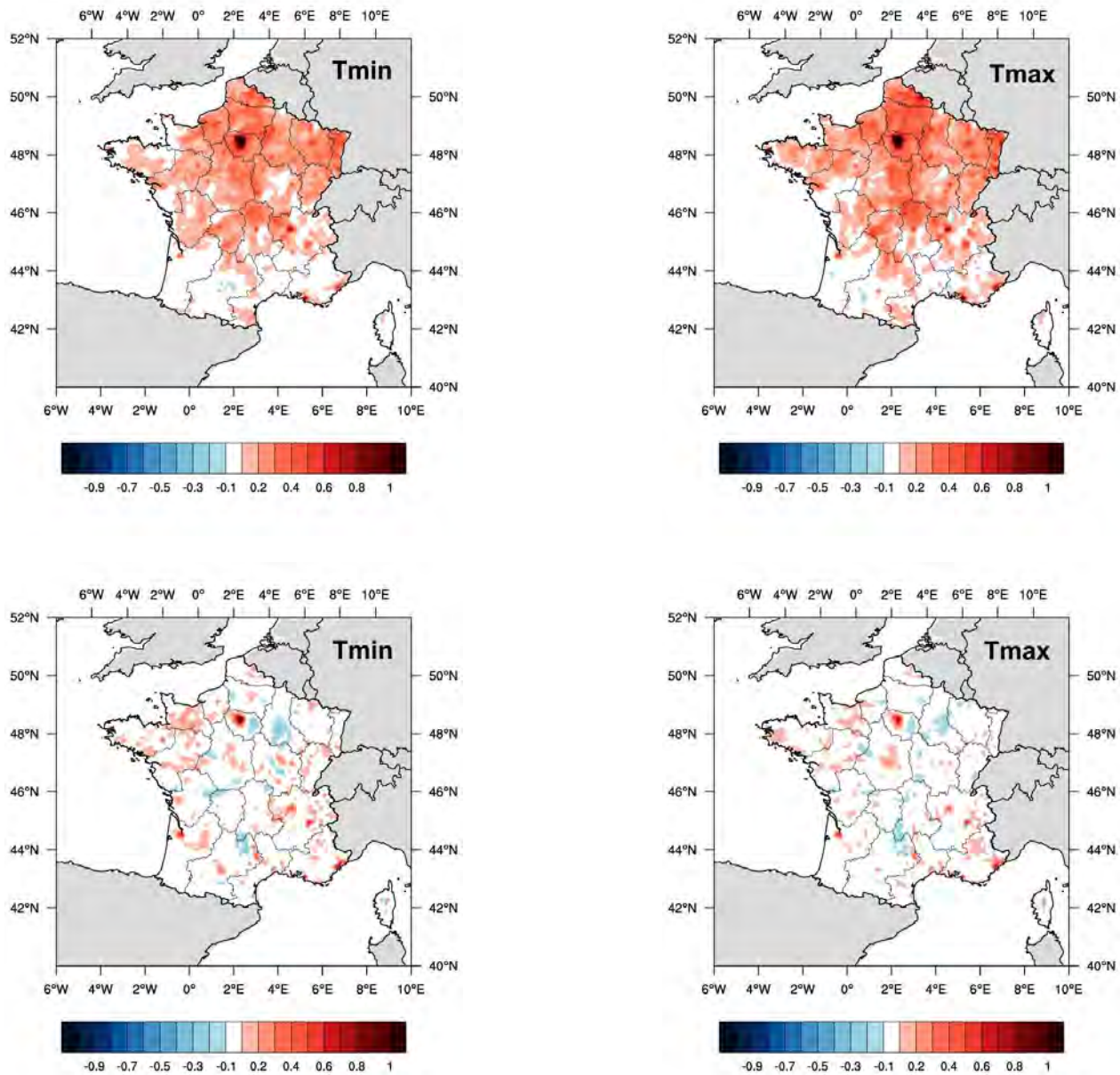


FIGURE 3.6: Différences de température minimale et maximale pour les périodes de vague de chaleur (haut) et les vagues de froid (bas) entre CITY et VEG.

Les champs de différence de température présentent des structures spatiales très semblables en  $T_{min}$  et en  $T_{max}$  pour les périodes de vague de chaleur (Figure 3.6, haut), avec une anomalie positive de température significative qui s'étend sur une bonne partie de la France métropolitaine, mais qui est plus marquée sur la moitié nord. Les anomalies calculées pour les points de grille du domaine ALADIN correspondant aux principales villes françaises restent très comparables à celles calculées sur l'ensemble de la saison estivale. On ne note pas d'amplification locale des effets urbains au-dessus de ces villes, qui aurait pu être lié aux vagues de chaleur.

L'impact le plus notable des conditions atmosphériques caniculaires se traduit dans l'augmentation du coefficient REI (voir Table 3.4). Celui-ci montre que la nuit, les villes réchauffent les zones rurales environnantes sur une étendue près de trois fois plus grande que l'empreinte spatiale des villes (REI de 3.90 contre 1.29 lorsqu'il est calculé sur toute la saison estivale). En journée, cet effet, bien que moins important que la nuit, reste amplifié par les conditions de vague de chaleur avec un REI qui atteint 1.32 contre 1.17 sur la saison JJA. En se basant sur l'expérience CITY, les ICU des grandes

	$\Delta T_{min}$	$\Delta T_{max}$	ICU( $T_{min}$ )
<b>Paris</b>	1.44 (1.47)	1.29 (1.31)	1.06 (1.40)
<b>Lyon</b>	0.73 (0.75)	1.08 (0.84)	2.44 (2.87)
<b>Marseille</b>	0.24 (0.23)	1.00 (0.20)	1.61 (1.94)
<b>Lille</b>	0.55 (0.70)	0.68 (0.62)	1.08 (0.88)
<b>Nice</b>	0.47 (0.45)	0.21 (0.24)	4.37 (4.66)
<b>Toulouse</b>	0.27 (0.37)	0.55 (0.53)	1.20 (0.41)
<b>Bordeaux</b>	0.46 (0.62)	0.55 (0.82)	-0.33 (0.23)
<b>Nantes</b>	0.25 (0.26)	0.66 (0.41)	1.16 (1.04)
<b>REI(France)</b>	3.90 (1.29)	1.32 (1.17)	-

TABLE 3.4: Anomalies de températures calculées en  $T_{min}$  ( $\Delta T_{min}$ ) et  $T_{max}$  ( $\Delta T_{max}$ ) entre les expériences CITY et VEG, et intensités de l'ICU nocturne ( $ICU(T_{min})$ ) calculées à partir de l'expérience CITY, pour les plus grandes villes françaises. Ces données sont calculées et présentées pour les périodes de vague de chaleur, et complétées entre parenthèse par les valeurs moyennes calculées sur la saison estivale JJA. On présente aussi les valeurs de REI calculées en  $T_{min}$  et  $T_{max}$  à partir des expériences CITY et VEG, globalement sur tout le domaine France.

villes de France ont pu être quantifiés en période de vague de chaleur (Table 3.4) et comparés aux valeurs saisonnières. Notons que le choix du site rural est important dans l'estimation de l'intensité de l'ICU. Dans cette étude, la ville de Paris qui possède un large impact régional (voir Figure 3.6), modifie la température des sites ruraux de référence. Par conséquent, l'intensité de l'ICU est susceptible d'être sous-estimé dans les valeurs présentées. En période de vague de chaleur, l'îlot de chaleur urbain nocturne atteint 2.4°C à Lyon et il se situe entre 1.0°C et 2.0°C pour Paris, Marseille, Toulouse, Lille et Nantes. A Bordeaux, l'ICU négatif pourrait être expliqué par la proximité de l'océan. On peut noter que ces valeurs, qui restent proches des intensités calculées en conditions estivales moyennes, sont cependant éloignées des records de 8°C à 10°C observés lors de la canicule de 2003.

### 3.3.3 Effets urbains pendant les vagues de froid

	$\Delta T_{\min}$	$\Delta T_{\max}$	ICU( $T_{\min}$ )
<b>Paris</b>	1.14 (1.13)	0.50 (0.72)	0.81 (1.37)
<b>Lyon</b>	0.61 (0.97)	0.31 (0.69)	2.30 (1.79)
<b>Marseille</b>	0.17 (0.41)	0.17 (0.29)	3.18 (2.55)
<b>Lille</b>	0.28 (0.91)	0.26 (0.52)	0.41 (0.26)
<b>Nice</b>	0.53 (0.64)	0.20 (0.37)	2.72 (2.78)
<b>Toulouse</b>	0.73 (0.74)	0.33 (0.45)	0.03 (1.20)
<b>Bordeaux</b>	0.92 (0.42)	0.39 (0.33)	0.92 (1.03)
<b>Nantes</b>	0.11 (0.24)	0.09 (0.17)	0.60 (0.72)
<b>REI(France)</b>	1.07 (1.08)	1.08 (1.03)	-

TABLE 3.5: Même légende que pour le Tableau 3.4 mais pour les périodes de vague de froid.

En période de vague de froid, les anomalies de température entre CITY et VEG (Figure 3.6, bas) ne sont pas plus marquées que sur l'ensemble de la période hivernale. Elles semblent même légèrement atténuées quand on compare les valeurs obtenues pour les grandes villes françaises (Table 3.5). Quant au domaine d'influence des zones urbaines, il reste stable la nuit (REI de 1.07 contre 1.08 pour DJF) et augmente légèrement en journée par rapport aux conditions moyennes (REI de 1.08 contre 1.03 pour DJF). Comme pour les vagues de chaleur, on présente aussi dans la Table 3.5 les intensités d'ICU calculées pour les grandes villes françaises en période de vague de froid. Les villes côtières de Marseille et Nice, de même que Lyon, souffrent d'un îlot de chaleur supérieur à 2.5°C, alors que pour les autres grandes villes, les ICU inférieurs à 1.0°C.

Il est cependant nécessaire d'être prudent dans les comparaisons entre les différentes villes puisque les événements extrêmes examinés à l'échelle métropolitaine ne sont pas homogènes sur la France. Ainsi les vagues de chaleur et les vagues de froid n'ont pas atteint les grandes villes françaises avec les mêmes intensités.

## 3.4 Conclusions

La nouvelle version ALADIN couplée à SURFEX a permis de réaliser des simulations climatiques à une résolution horizontale de 12 km sur la France métropolitaine pour la période 1980-2009, et pour la première fois en activant le modèle de canopée urbaine TEB. Dans la lignée de précédents travaux menés par Trusilova et al. (2008) et McCarthy et al. (2012), cette étude confirme l'impact des zones urbaines sur la température de l'air dans les basses couches de l'atmosphère. Ce réchauffement est significatif très localement au-dessus des villes mais peut aussi s'étendre spatialement au-delà des villes et impacter les zones environnantes. Par contre, les résultats n'ont pas montré d'influence des villes sur les cumuls de précipitation.

Il a aussi été mis en évidence que la modélisation explicite des processus urbains dans ALADIN avec le modèle TEB accentuait les effets de réchauffement déjà relevés avec la paramétrisation simplifiée habituellement utilisée dans ALADIN et qui représente les villes comme des surfaces rocheuses. La dynamique temporelle des îlots de chaleur urbain est aussi plus réaliste, avec une intensification du phénomène pendant la phase nocturne. L'activation du modèle TEB dans les simulations climatiques ALADIN à ce type de résolution spatiale présente donc des bénéfices tangibles quant à la modélisation des interactions entre ville et climat et des rétroactions du climat urbain sur le climat régional. Sans compter que cette configuration de modélisation n'implique pas de sur-coût significatif en temps de calcul par rapport à la configuration par défaut du modèle ALADIN. Appliqué ici sur une période de temps passée à des fins d'évaluation, des simulations en climat futur pourront par la suite être réalisées selon la même approche avec ALADIN couplé à SURFEX(TEB), de façon à évaluer l'évolution de ces interactions entre les villes et le climat régional, éventuellement en prenant en compte les tendances d'expansion urbaine des villes.

Bien évidemment, la résolution spatiale de 12 km reste une limite majeure à la modélisation fine des effets urbains, en particulier pour les études d'impacts du changement climatique en ville, et l'évaluation de stratégies d'adaptation des villes dans ce contexte. Pour aborder ces questions scientifiques plus spécifiques, il est nécessaire de descendre en résolution spatiale et pour cela, le CNRM s'oriente désormais vers l'utilisation du modèle AROME (actuel modèle de prévision numérique du temps pour la France) dans une configuration de modélisation climatique avec une résolution horizontale de 2.5 km. La seconde partie de cette thèse s'est attachée à évaluer cette approche, avec la ville de Toulouse comme cas d'étude.



## Chapitre 4

# Étude du climat urbain à l'échelle d'une ville

### Sommaire

---

<b>4.1</b>	<b>Bénéfices d'une descente d'échelle</b>	<b>102</b>
<b>4.2</b>	<b>Présentation des données d'observation</b>	<b>104</b>
4.2.1	Données pluviométriques spatialisées COMEPHORE	104
4.2.2	Ré-analyse atmosphérique UERRA	105
4.2.3	Campagne de mesures CAPITOUL en milieu urbain	106
<b>4.3</b>	<b>Évaluation du modèle AROME sur la région toulousaine</b>	<b>110</b>
4.3.1	Évaluation de la configuration opérationnelle	110
4.3.2	Sensibilité aux paramètres de surface	118
<b>4.4</b>	<b>Modélisation des processus urbains</b>	<b>124</b>
4.4.1	Apports d'un modèle de canopée urbaine	125
4.4.2	Apports d'un schéma de couche limite urbaine	132
4.4.3	Étude des interactions à l'intérieur du canyon urbain	135
<b>4.5</b>	<b>Sensibilité à la résolution horizontale</b>	<b>141</b>
4.5.1	Évaluation générale	144
4.5.2	Représentations des processus urbains	149
<b>4.6</b>	<b>Discussion</b>	<b>154</b>
4.6.1	Cartographie de l'îlot de chaleur urbain	154
4.6.2	Amélioration des performances atmosphériques	156
4.6.3	Apport de la résolution et amélioration des données de surface	157
4.6.4	Perspectives	159

---

## 4.1 Bénéfices d'une descente d'échelle

Dans le chapitre précédent, les simulations avec le modèle ALADIN à 12 km de résolution se sont avérées suffisantes pour capturer les tendances moyennes de l'îlot de chaleur urbain (ICU). Les ICUs les plus intenses sur la ville de Paris n'ont cependant pas pu être modélisés. Ceci s'explique à la fois par les biais du modèle atmosphérique mais également par le manque de précision dans la description de l'occupation du sol et la définition des paramètres de typo-morphologie urbaine à la résolution de 12 km. Afin d'illustrer ces deux phénomènes, les champs météorologiques du modèle ALADIN à 12 km de résolution sont comparés à ceux du modèle AROME à 2,5 km de résolution pour deux événements particuliers : (1) la nuit du 3 au 4 juillet 2004 où la ville de Toulouse fût sujette à un ICU de 5 °C (Figure 4.1, en haut pour les températures proches de la surface) ; et (2) la journée du 25 octobre 2004 qui constitue un record de précipitation sur Toulouse pour l'année 2004 (42 mm  $\text{jr}^{-1}$ ) (Figure 4.1, en bas pour les cumuls journaliers de précipitations).

Concernant les températures proches de la surface, les structures grandes échelles sont comparables dans les deux modèles, puisque sur les petits domaines considérés, elles sont très dépendantes du forçage latéral qui est équivalent dans les deux cas. Il est issu des réanalyses ERAinterim (voir section 2.1.1.3) pour ALADIN et de la prévision opérationnelle pour AROME (voir section 2.1.2.3). Néanmoins, grâce à la résolution du modèle AROME, la topographie et le trait de côte sont nettement plus précis, ce qui se répercute sur la modélisation des champs de température.

Les bénéfices de la plus haute résolution sont aussi clairement identifiables dans la simulation AROME pour les grandes villes (Lyon, Toulouse, Bordeaux) qui sont sujettes à des maximums locaux de température. Dans la simulation ALADIN au contraire, il ne semble pas possible d'évaluer l'impact des villes.

Concernant le cumul journalier de précipitations, ALADIN et AROME simulent à nouveau les mêmes structures grandes échelles avec des précipitations intenses sur les Pyrénées et le Nord-Est du domaine. Le pourtour méditerranéen et le Nord-Ouest du domaine sont épargnés par les fortes pluies. On remarque cependant les bénéfices d'une augmentation de la résolution avec des précipitations plus intenses dans AROME que dans ALADIN et des zones géographiques plus précises. Ainsi, les départements de la Haute-Loire, la Loire et le Rhône constituent un maximum local de précipitations avec 72 à 80 mm de pluie dans AROME contre 48 à 60 mm dans ALADIN.

La Figure 4.1 illustre donc les bénéfices que peut apporter une descente d'échelle dans la représentation des phénomènes atmosphériques (notamment les précipitations) et des phénomènes de surface (températures, îlots de chaleur urbain). Fort de ce constat, ce chapitre s'attache donc, après l'évaluation du modèle AROME, à quantifier l'apport à haute résolution d'un modèle de canopée urbaine par rapport à une représentation simplifiée des villes.

Cette étude se base sur une chaîne de modélisation en deux temps présentée sur la Figure 4.2. Dans



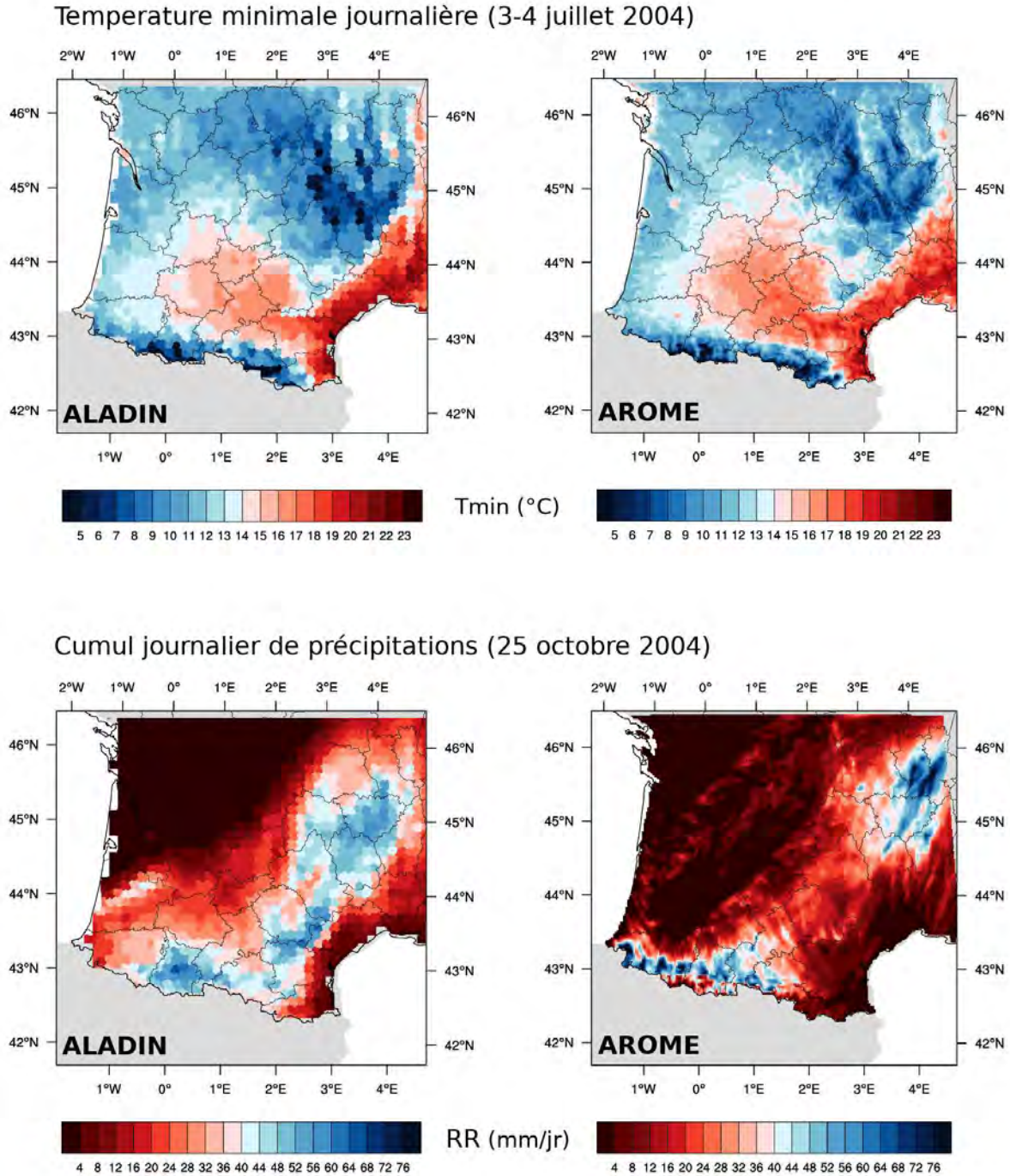


FIGURE 4.1: *Températures minimales à deux mètres pour la nuit du 3-4 juillet 2004 (haut) et cumul journalier de précipitations pour la journée du 25 octobre 2004 (bas), simulés par ALADIN (gauche) et AROME (droite).*

un premier temps, le modèle AROME (2.5 km de résolution horizontale) est utilisé afin d'effectuer une descente d'échelle, sur le domaine Sud-Ouest (voir Figure 2.3), des prévisions sur le domaine France (voir Figure 2.2) du modèle ALADIN-oper (12 km de résolution horizontale). Ensuite, les

résultats de la simulation AROME sur le domaine Sud-Ouest sont utilisés pour contraindre latéralement une seconde simulation AROME sur un domaine centré sur Toulouse (voir Figure 2.3). La taille restreinte de ce petit domaine, et donc le coût numérique faible des simulations, ont permis d'effectuer des tests de sensibilité sur les différentes paramétrisations du modèle TEB. Les simulations réalisées sont continues sur la période qui s'étend de février 2004 à février 2005. Cette période correspond à la durée de la campagne de mesures en milieu urbain CAPITOUL (Masson et al., 2008). Les données du réseau de stations mis en place permettent à la fois d'évaluer les conditions météorologiques dans les zones rurales mais aussi de quantifier les effets urbains et d'estimer l'îlot de chaleur toulousain. Pour ces simulations, les paramètres de surface sont définis à partir de la base de données EcoclimapI (voir section 2.2.4.1) projeté sur la grille AROME. Les variables atmosphériques et de surface sont initialisées à partir des champs issus des prévisions d'ALADIN-oper.

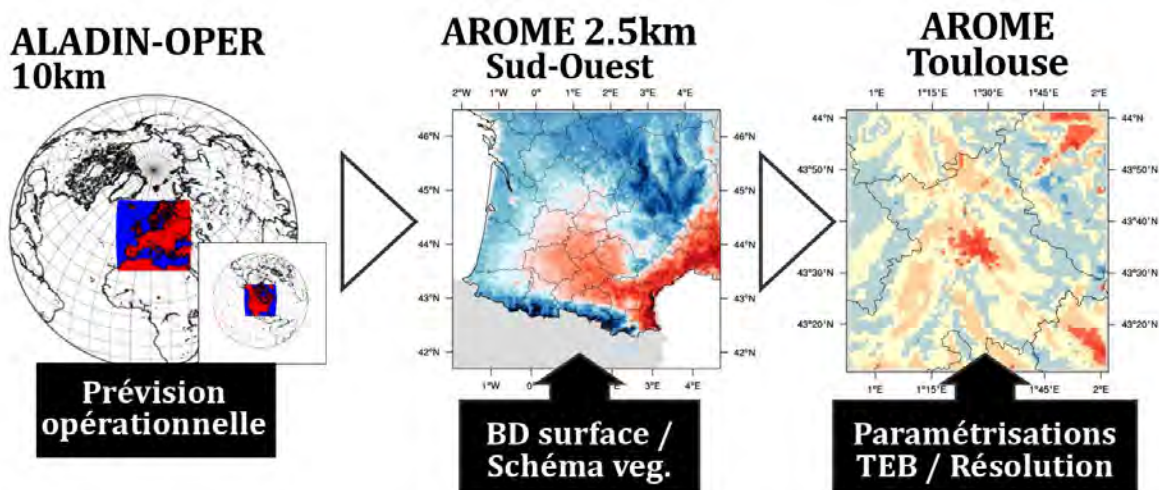


FIGURE 4.2: Schéma présentant la chaîne de modélisation utilisée. Les prévisions opérationnelles forcent le modèle AROME sur le domaine Sud-Ouest pour lequel des tests de sensibilité aux bases de données de surface et au schéma de végétation sont réalisés. Les sorties sur le domaine Sud-Ouest servent ensuite à forcer une deuxième simulation AROME sur le domaine Toulouse pour lequel des tests de sensibilité aux paramétrisations TEB et à la résolution horizontale sont réalisés.

## 4.2 Présentation des données d'observation

### 4.2.1 Données pluviométriques spatialisées COMEPHORE

COMEPHORE (COmbinaison en vue de la Meilleure Estimation de la Précipitation HOraire issue d'une REanalyse, Tabary et al. (2012)) est une base de données de cumuls pluviométriques, spatialisée à l'échelle kilométrique et au pas de temps horaire sur la France, disponible pour la période 1997-2006. La création de cette base de données a été initiée afin de promouvoir l'utilisation de données spatialisées en hydrologie en complément ou substitution des données brutes. Cette ré-

analyse est issue d'une chaîne de traitement développée afin de produire des produits de référence à haute résolution, sur une période de 10 ans, et couvrant le territoire métropolitain français sans interruption spatiale ni temporelle.

Cette chaîne utilise les données de réflectivité radar (données toutes les 5 min) et des cumuls pluviométriques aux pas de temps journalier et horaire (voir Figure 4.3). Ces données brutes, qui proviennent soit du réseau de mesures de Météo-France soit de partenaires tels que EDF, sont triées afin de conserver une erreur maximale autorisée de 10%. Le produit final a été évalué par [Tabary et al. \(2012\)](#) avec des données de pluviomètres indépendantes sur un an dans le Sud-Est de la France. Dans sa version 1, utilisée dans la suite de ce travail, [Tabary et al. \(2012\)](#) concluent que COMEPHORE fournit des données plus précises qu'une méthode de krigeage ordinaire et que la réanalyse sans les données radar. Ces données tendent cependant à sous-estimer les valeurs extrêmes (90ème quantile).



FIGURE 4.3: Réseaux de pluviomètres aux pas de temps horaire (a) et journalier (b) et de radars (droite) utilisés pour la création de la réanalyse COMEPHORE. Source : [Tabary et al. \(2012\)](#)

#### 4.2.2 Ré-analyse atmosphérique UERRA

Le projet UERRA (Uncertainties in Ensembles of Regional ReAnalyses) a pour objectif la création de ré-analyses régionales (atmosphérique et de surface) pour l'échelle de temps climatologique. Il vise notamment à fournir des bases de données à long terme (30 à 50 ans) de variables climatiques à l'échelle européenne afin de soutenir l'action d'adaptation et l'élaboration de politiques de développement. Un ensemble de huit membres à très haute résolution (de 40 km jusqu'à 5 km pour certains modèles) est d'abord utilisé afin de réaliser des ré-analyses sur la période de référence 2006-2010. Ces ré-analyses utilisent pour la surface, les données ponctuelles de mesures in-situ (températures, humidité, précipitations) et pour l'atmosphère, les observations issues de stations synoptiques, de navires, de bouées dérivantes, d'aéronefs et de radiosondages.

L'évaluation sur cette période est ensuite jugée représentative de la période totale (30 à 50 ans). Celle-ci est faite à partir d'outils statistiques dans lesquels les résultats sont comparés avec des obser-



vations indépendantes non utilisées telles que des produits satellitaires ou des données d'observation spatialisées.

Une fois ces biais quantifiés, des ré-analyses sur la période 1961-2010 et 1981-2010 sont réalisées et contribuent aux services climatologiques Copernicus, au suivi du climat et à la recherche. Les nombreuses bases de données de variables atmosphériques et de surface produites sont archivées et ainsi utilisables tant par les scientifiques que par les décideurs politiques. Le projet étant encore en cours, seules les données préliminaires de rayonnement issues de l'analyse réalisée à partir du modèle ALADIN à 10 km de résolution sont utilisées dans le cadre de ce travail de thèse.

### 4.2.3 Campagne de mesures CAPITOUL en milieu urbain

La campagne CAPITOUL (Canopy and Aerosol Particle Interactions in the TOulouse Urban Layer, [Masson et al., 2008](#)) a été initiée afin de quantifier les causes et les effets des interactions entre la surface urbaine, la structure 3D de la couche limite urbaine et les aérosols urbains. De l'échelle de la ville jusqu'à l'échelle du quartier, les principaux objectifs de la campagne étaient la compréhension : des échanges entre l'atmosphère et les surfaces urbaines, du développement et de la structure de la couche limite urbaine, du cycle de vie des aérosols urbains et de l'hétérogénéité des températures urbaines.

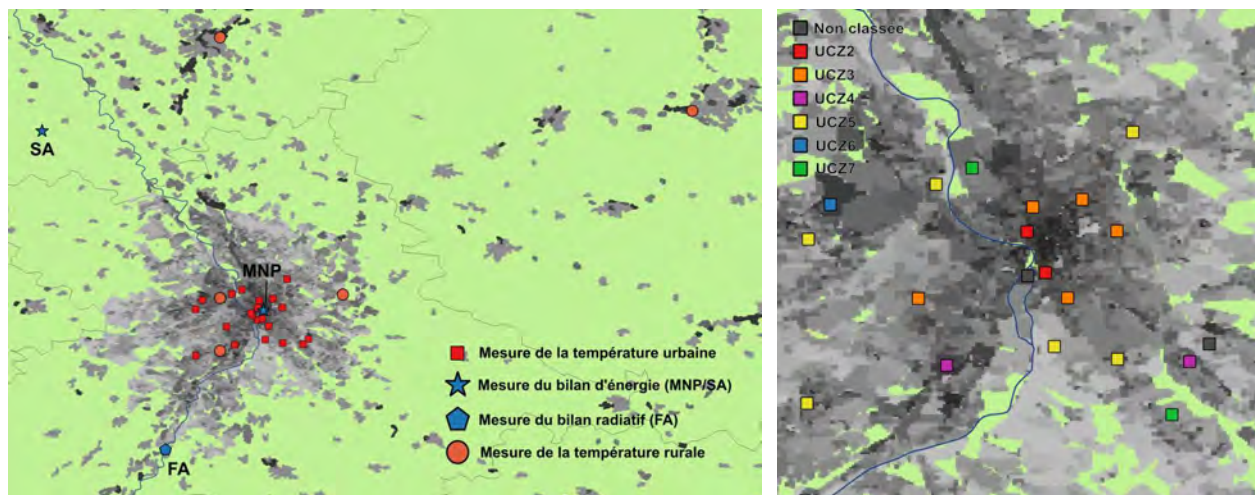


FIGURE 4.4: Réseau de stations de mesures pendant la campagne CAPITOUL (à gauche) et classement des stations urbaines par UCZ (à droite). Le fond de carte montre la densité d'urbanisation issue d'EcoclimapI.

La campagne CAPITOUL a été menée de février 2004 à mars 2005 dans la ville de Toulouse parce qu'elle présente l'avantage d'être suffisamment éloignée des circulations atmosphériques montagneuses et maritimes et donc de permettre le développement des processus urbains. La ville a été instrumentée pendant un an par un réseau de stations d'observation permanent comprenant : des

stations rurales de mesures de la température à deux mètres, de l'humidité relative à deux mètres et de la vitesse horizontale du vent à dix mètres; des stations urbaines de mesures de températures à deux mètres et d'humidité relative à deux mètres; une station urbaine et une station rurale de mesure du bilan énergétique; une station rurale de mesure du bilan radiatif. De plus, des mesures ponctuelles ont été effectuées à partir d'un avion instrumenté et de radiosondages.

L'ensemble des ces données a été utilisé à de nombreuses reprises, notamment par [Hidalgo et al. \(2008\)](#) pour étudier les effets de brise urbaine et par [Pigeon et al. \(2008\)](#) pour estimer le flux anthropique émis dans le centre ville de Toulouse. Dans le cadre de ces travaux de thèse, seules les données des stations de mesures de températures à deux mètres et des stations de bilans énergétique et radiatif ont été exploitées. La Table 4.1 et Figure 4.4 présentent ces stations et leurs emplacements géographiques.

#### 4.2.3.1 Stations rurales

Plusieurs sites de mesures dans les zones considérées comme rurales ont été exploités.

La station de mesure du bilan radiatif était localisée à 15 km au Sud-Ouest de Toulouse sur le site du Fauga (FA). Ce site de mesure était composé d'une prairie en friche entourée de quelques arbres. Le jeu de données mesurées comporte des mesures, toutes les 30 minutes, de rayonnement solaire (descendant SWd et montant SWu) et infrarouge (descendant LWd et montant LWu). Ces données permettent de déduire le rayonnement net grâce à l'équation du bilan radiatif (présentée ensuite dans l'équation 4.3.1). Ce site était également équipé d'une station météorologique mesurant la température, la pression de l'air, la vitesse du vent, et les précipitations.

Sites	Mesures	Unité
Sites en milieu rural		
Fauga (FA) <i>Prairie en friche</i>	SWd, SWu, LWd, LWu RN T2M	W.m <sup>-2</sup> W.m <sup>-2</sup> K
Saint-Sardos (SA) <i>Champ irrigué</i>	SWd, SWu, LWd, LWu RN, H, LE, G T2M	W.m <sup>-2</sup> W.m <sup>-2</sup> K
Stations rurales	T2M	K
Sites en milieu urbain		
Monoprix (MNP)	SWd, SWu, LWd, LWu RN, H, LE, G T2M	W.m <sup>-2</sup> W.m <sup>-2</sup> K
Stations urbaines	T2M	K

TABLE 4.1: Liste des différents sites de mesure et grandeurs mesurées lors de la campagne CAPI-TOUL

La station de mesure du bilan énergétique était située à 40 km au Nord-Ouest de Toulouse sur le site de Saint-Sardos (SA) au coeur d'un champ de maïs irrigué. Cette station, en plus des données de rayonnement, a mesuré toutes les 30 min les flux turbulents de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) par la méthode de covariance des turbulences. Le flux de stockage de chaleur dans le sol (G) n'est pas mesuré directement mais déduit des autres termes du bilan d'énergie. Une station de mesure de la température de l'air à deux mètres était également présente.

Enfin, les données des cinq stations correspondant au site rural de Mondouzil, aux agglomérations de Montauban et d'Albi et aux aéroports de Blagnac et de Franczal ont été utilisées. Chacune de ces stations a fourni des enregistrements continus de température de l'air pendant toute la durée de la campagne avec une période d'échantillonnage de 12 min.

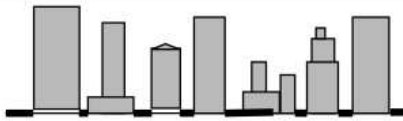






#### 4.2.3.2 Stations urbaines

Lors de la campagne CAPITOUL, un mât instrumenté permettant la mesure du bilan énergétique était installé dans l'hyper-centre de Toulouse. Cette station, située sur le toit du Monoprix (MNP) à 20 m d'altitude a mesuré, toutes les 30 minutes, les flux de rayonnement solaire et infrarouge descendants et montants, les flux turbulents (H, LE) par la méthode de covariance des turbulences, alors que le flux de stockage de chaleur (G) a été déduit comme le terme résiduel du bilan d'énergie. On précise ici qu'en milieu urbain, le flux anthropique ne peut être négligé dans le bilan d'énergie et doit être pris en compte. La moyenne journalière de ce flux a été estimée pour ce site et pour les quatre saisons par [Pigeon \(2007\)](#). Les valeurs obtenues, de  $60 \text{ W.m}^{-2}$  au printemps,  $20 \text{ W.m}^{-2}$  en été,  $32 \text{ W.m}^{-2}$  à l'automne et  $67 \text{ W.m}^{-2}$  en hiver, seront utilisées dans la suite de cette thèse. Sur le même site ont été mesurées la température, la pression atmosphérique, la vitesse et la direction du vent, ainsi que les précipitations.

De plus, 21 stations urbaines de mesure de la température de l'air dans la rue (toutes les 12 min) ont été déployées sur l'ensemble de l'agglomération de Toulouse. Toutefois, bien que ces stations soient toutes situées dans des environnements urbains, les caractéristiques des sites urbains peuvent être très différentes d'une station à l'autre. En effet, la notion de site urbain peut correspondre à des paysages variés (gratte-ciels, zones industrielles, parcs urbains) et mener à des conclusions très différentes selon les études ([Stewart, 2011](#)).

Afin de pouvoir adopter une nomenclature claire et qui puisse être utilisée dans la majorité des agglomérations mondiales, [Oke et al. \(2004\)](#) ont suggéré le regroupement des sites urbains en 7 classes différentes (nommées UCZ pour Urban Climate Zones). Les stations appartenant à la même classe urbaine sont alors supposées être représentatives d'un même climat urbain. [Houet and Pigeon \(2011\)](#) ont repris cette classification pour regrouper les stations de la campagne CAPITOUL et évaluer les différents types de climats urbains en fonction des UCZs. Cette classification a été conservée dans ce travail de thèse afin d'évaluer l'impact du modèle de canopée urbaine en fonction des différentes

zones urbaines. La Figure 4.4 présente le regroupement des stations CAPITOU en fonction des différentes UCZs et la Table 4.5 donne les caractéristiques associées à chaque classe. On peut noter que la classe UCZ1 qui correspond à des gratte-ciels ou des bâtiments de très grandes hauteurs n'est pas représentée à Toulouse. Les classes UCZ2, UCZ3 et UCZ5 représentent respectivement l'hyper-centre, le centre ville, et les banlieues pavillonnaires tandis que la classe UCZ4 est associée aux zones commerciales et la classe UCZ6 aux zones aéroportuaires. Enfin les zones semi-rurales sont associées à la classe UCZ7. On peut ajouter que la démarche de Oke et al. (2004) a depuis inspiré les travaux de Stewart and Oke (2012) qui ont élargi ce classement et défini 17 zones de climat local (appelées LCZ pour Local Climate Zone). A titre d'information, la Table 4.2 résume les correspondances entre UCZ et LCZ pour l'agglomération toulousaine.

Urban Climate Zone, UCZ <sup>1</sup>	Image	Roughness class <sup>2</sup>	Aspect ratio <sup>3</sup>	% Built (impermeable) <sup>4</sup>
1. Intensely developed urban with detached close-set high-rise buildings with cladding, e.g. downtown towers		8	> 2	> 90
2. Intensely developed high density urban with 2 – 5 storey, attached or very close-set buildings often of brick or stone, e.g. old city core		7	1.0 – 2.5	> 85
3. Highly developed, medium density urban with row or detached but close-set houses, stores & apartments e.g. urban housing		7	0.5 – 1.5	70 - 85
4. Highly developed, low or medium density urban with large low buildings & paved parking, e.g. shopping mall, warehouses		5	0.05 – 0.2	70 - 95
5. Medium development, low density suburban with 1 or 2 storey houses, e.g. suburban housing		6	0.2 – 0.6, up to >1 with trees	35 - 65
6. Mixed use with large buildings in open landscape, e.g. institutions such as hospital, university, airport		5	0.1 – 0.5, depends on trees	< 40
7. Semi-rural development, scattered houses in natural or agricultural area, e.g. farms, estates		4	> 0.05, depends on trees	< 10





Key to image symbols:  buildings;  vegetation;  impervious ground;  pervious ground

FIGURE 4.5: Listes des différentes classes de climat urbain (UCZ) proposées par Oke et al. (2004). Source : Oke et al. (2004)

Environnement urbain	Urban Climate Zone	Local Climate Zone
Hyper-centre	2	2
Centre ville	3	3
Commerces	4	8
Pavillons	5	5
Zones aéroportuaires	6	6
Zones semi-rurales	7	9

TABLE 4.2: Table de correspondance entre Urban Climate Zones (*Oke et al., 2004*) et Local Climate Zones (*Stewart and Oke, 2012*) pour l'agglomération toulousaine.

### 4.3 Evaluation du modèle AROME sur la région toulousaine

L'utilisation d'AROME pour la réalisation de simulations climatiques a débuté lors de ces travaux de thèse. Avant de s'intéresser à la représentation des processus urbains, il est donc nécessaire de faire une évaluation globale des performances du modèle. Une première simulation a été réalisée avec la configuration par défaut d'AROME à 2.5 km de résolution, i.e. la configuration opérationnelle appliquée en prévision numérique du temps. Cette configuration utilise la base de données EcoclimapI pour les modes d'occupation du sol et les caractéristiques de surface. Les processus de surface sont modélisés dans SURFEX avec les paramétrisations ISBA 3-L (*Boone et al., 1999*) pour la représentation des zones naturelles, et TEB-HIST pour la représentation des villes (*Masson, 2000*). Cette simulation sera désignée comme simulation de référence. Par la suite, les apports de la base de données EcoclimapII et de la paramétrisation ISBA-DIF seront évalués.

Cette évaluation, effectuée à l'échelle saisonnière, se concentre d'abord sur le taux de précipitations et les rayonnements solaire et infrarouge incidents puis sur les températures à deux mètres et les bilans radiatif (au Fauga) et énergétique (à Saint-Sardos) en zones rurales. Lorsque l'évaluation porte sur des stations locales, la comparaison avec le modèle AROME utilise les variables simulées au point de grille le plus proche de la station considérée.

#### 4.3.1 Evaluation de la configuration opérationnelle

##### Taux de précipitations

Les taux de précipitations simulés par AROME sont comparés aux données COMEPHORE à l'échelle saisonnière. La Figure 4.6 présente les champs moyens de taux de précipitations pour les saisons d'hiver (DJF : Décembre, Janvier, Février) et d'été (JJA : Juin, Juillet, Août). Afin de rester cohérent avec l'évaluation du modèle ALADIN dans le chapitre précédent, le seuil de significativité fixé à 0.5 mm jr<sup>-1</sup> a été conservé pour évaluer les performances du modèle AROME par rapport à COMEPHORE.

Pour les deux saisons, les biais sont généralement compris entre -0,5 et +0,5 mm jr<sup>-1</sup> pour l'ensemble du domaine. Les structures spatiales des champs moyens dans AROME et COMEPHORE



sont cependant différentes et produisent des sous-estimations locales dans le Sud-Est du domaine en hiver et dans le Nord-Ouest du domaine en été. En moyenne, les taux de précipitations sont donc sous-estimés par AROME en hiver et en été avec des biais moyens de  $-0,26$  et  $-0,31$  mm  $\text{jr}^{-1}$ , respectivement. Ces biais sont considérés comme acceptables par rapport aux performances des modèles de climat régionaux sur la France qui admettent des biais compris entre  $-0,60$  et  $+0,70$  mm  $\text{jr}^{-1}$  (Prein et al., 2016). Cette sous-estimation s'atténue au printemps (MAM : Mars, Avril, Mai) et s'accroît à l'automne (SON : Septembre, Octobre, Novembre) avec des biais moyens respectifs de  $-0,10$  et  $-0,93$  mm  $\text{jr}^{-1}$ .

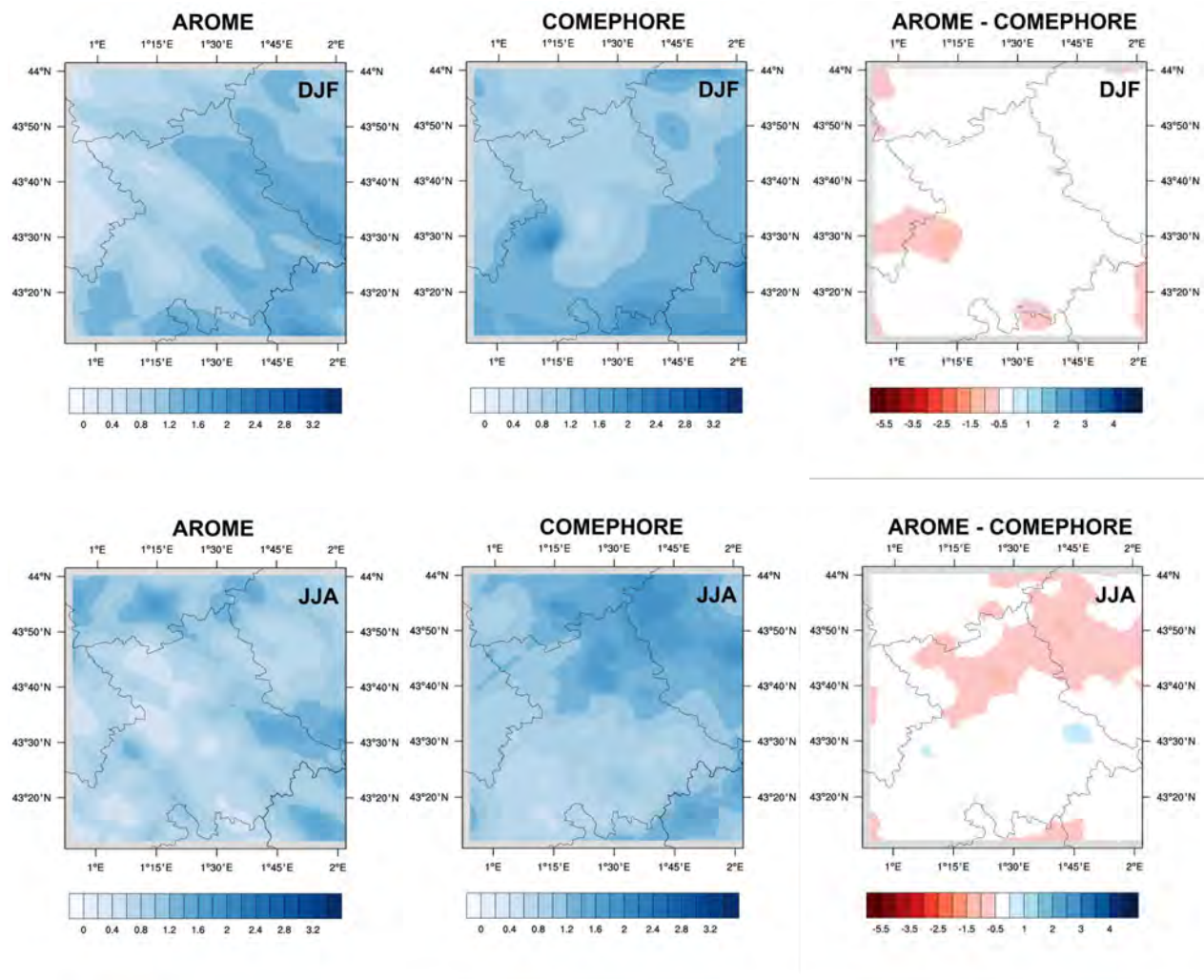


FIGURE 4.6: Champs moyens de taux de précipitation (mm.jr<sup>-1</sup>) issus de la simulation AROME (gauche), des réanalyses COMEPHORE (milieu) et de la différence entre AROME et COMEPHORE (droite) pour les saisons d'hiver (haut) et d'été (bas).

Afin de mieux comprendre ces différences saisonnières, les cumuls de précipitation ont été analysés

mensuellement (voir Figure 4.7). La dynamique temporelle du modèle semble correcte. Celui-ci est capable de simuler à la fois de fortes précipitations en Avril ( $3,4 \text{ mm.jr}^{-1}$ ) et de faible précipitations en Juillet ( $0,29 \text{ mm.jr}^{-1}$ ). En moyenne annuelle, les mois où le taux de précipitation est surestimé (Mai, Juin, Septembre) ne compensent qu'en partie ceux où le taux de précipitation est inférieur aux observations de tel sorte que le biais moyen mensuel est de  $-0,4 \text{ mm.jr}^{-1}$ . La représentation correcte du taux de précipitation au printemps (MAM) est lié à un léger surplus de précipitation en Mai qui compense les déficits des mois de Mars et Avril. Pour les autres saisons, les faibles taux de précipitation ne sont pas contrebalancer par les surestimations des mois de Juin, Septembre et Décembre. A l'automne en particulier, le déficit de pluie lors du mois d'octobre ( $-2,38 \text{ mm.jr}^{-1}$ ) gouverne la sous-estimation du taux de précipitation. On peut noter que les fortes valeurs de précipitations en octobre dans les observations sont dues à deux événements fortement précipitants en 2004 qui ne sont pas représentatifs de la climatologie de Toulouse.

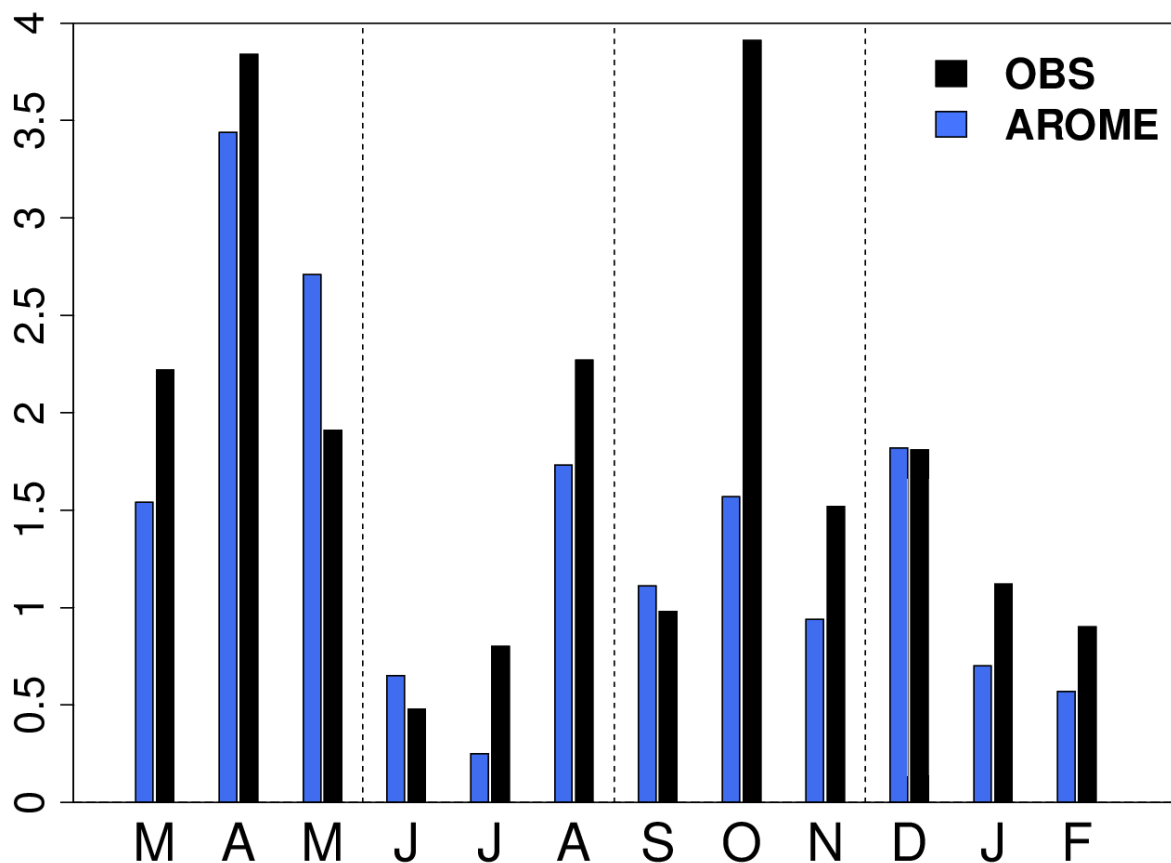


FIGURE 4.7: Cumuls de précipitation journaliers moyens par mois pour l'année d'étude ( $\text{mm.jr}^{-1}$ )

### Rayonnement incident

Les rayonnements solaire et infrarouge incidents (SWd et LWd) simulés par AROME sont comparés aux données des stations des sites du Fauga (FA), de Saint-Sardos (SA) et du Monoprix (MNP)

ainsi qu'aux données des réanalyses UERRA. De plus, le principal défaut du modèle AROME étant la sous-estimation de la couverture nuageuse, et particulièrement de la représentation des nuages bas, la fraction de nuage bas issue de la simulation AROME est comparée aux réanalyses UERRA. La Figure 4.8 montre les résultats obtenus pour le site du Fauga pour les mois d'été.

Le rayonnement solaire incident est surestimé à la fois dans AROME et dans UERRA avec des biais respectifs de  $+57 \text{ W m}^{-2}$  et  $+43 \text{ W m}^{-2}$ . Cette surestimation est couplée à une sous-estimation du rayonnement infrarouge incident ( $-9 \text{ W m}^{-2}$  pour AROME et  $-3 \text{ W m}^{-2}$  pour UERRA). Ces résultats confirment l'hypothèse de sous-représentation de la couverture nuageuse dans AROME. Les réanalyses UERRA semblent également souffrir du même défaut. Ainsi, si une légère sous-estimation des nuages bas apparaît dans AROME par rapport à UERRA ( $-6 \%$ ), cette erreur est vraisemblablement plus importante. La sous-représentation de la couverture nuageuse reste toutefois à quantifier à l'avenir puisque le manque d'observations exploitables au cours de ce travail de thèse n'a pas pu permettre une analyse plus détaillée.

Les biais observés sur les rayonnements incidents pour le site du Fauga en été se généralisent à l'ensemble des saisons avec des biais moyens annuels de  $+39 \text{ W m}^{-2}$  pour le rayonnement solaire incident (SWd) et  $-13 \text{ W m}^{-2}$  pour le rayonnement infrarouge incident (LWd). Ces résultats sont également étendus à l'ensemble du domaine avec des biais moyens annuels de  $+34 \text{ W m}^{-2}$  pour le SWd et  $-11 \text{ W m}^{-2}$  pour le LWd à Saint-Sardos et de  $+31 \text{ W m}^{-2}$  pour le SWd et  $-5 \text{ W m}^{-2}$  pour le LWd en centre ville (Monoprix).

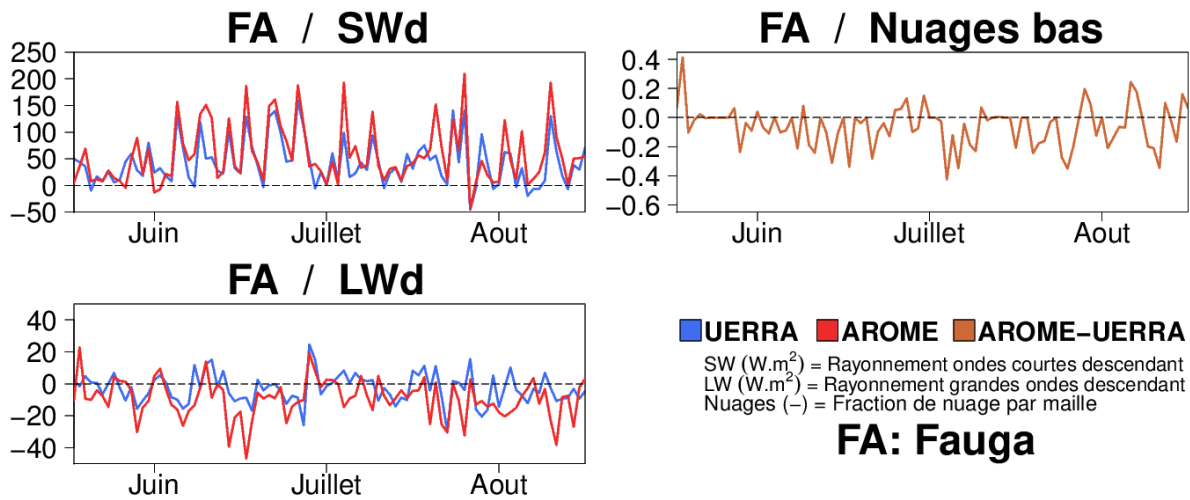


FIGURE 4.8: Anomalies de rayonnement solaire (SW) et infrarouge (LW) descendant (en  $\text{W.m}^{-2}$ ) entre AROME ou UERRA et les observations et anomalies de fraction de nuage bas (en  $\%$ ) entre AROME et UERRA sur le site du FAUGA

#### Température de l'air à deux mètres

Afin d'évaluer la modélisation de la température de l'air près de la surface, les sorties de la simulation

AROME sont comparées aux données des sept stations rurales. La Figure 4.9 présente, pour les quatre saisons, le cycle diurne moyen de la température à deux mètres (T2M) et sa variabilité (spatiale et temporelle).

Le cycle diurne de la température ainsi que sa variabilité semblent très bien représentés pour les saisons DJF et MAM. Une légère sous-estimation de la température apparaît la nuit ce qui induit des biais moyens respectifs de  $-0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$  et  $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . A l'automne (SON), la bonne représentation de la température nocturne s'accompagne d'une légère surestimation de la température en journée ( $+0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). C'est en été (JJA) que le modèle surestime le plus la température ( $+1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), et cela sur l'ensemble du cycle, en particulier en journée et en début de soirée. Ce biais est une conséquence du rayonnement solaire incident trop important dans AROME.

Ce biais s'explique aussi en partie par les fractions d'occupation du sol dans AROME pour les points de grille correspondant aux stations de Franczal, Blagnac, et Montauban qui sont situées sur des aéroports ou des aérodromes. Dans la réalité, ces stations sont dans des zones localement peu influencées par les surfaces artificielles environnantes, mais à l'échelle de la maille AROME la fraction de surfaces imperméables est significative : 0.24 pour Franczal, 0.38 pour Blagnac et 0.20 pour Montauban. Ces surfaces réchauffent l'air proche de la surface et induisent, à l'échelle de la maille, des températures moyennes plus élevées.

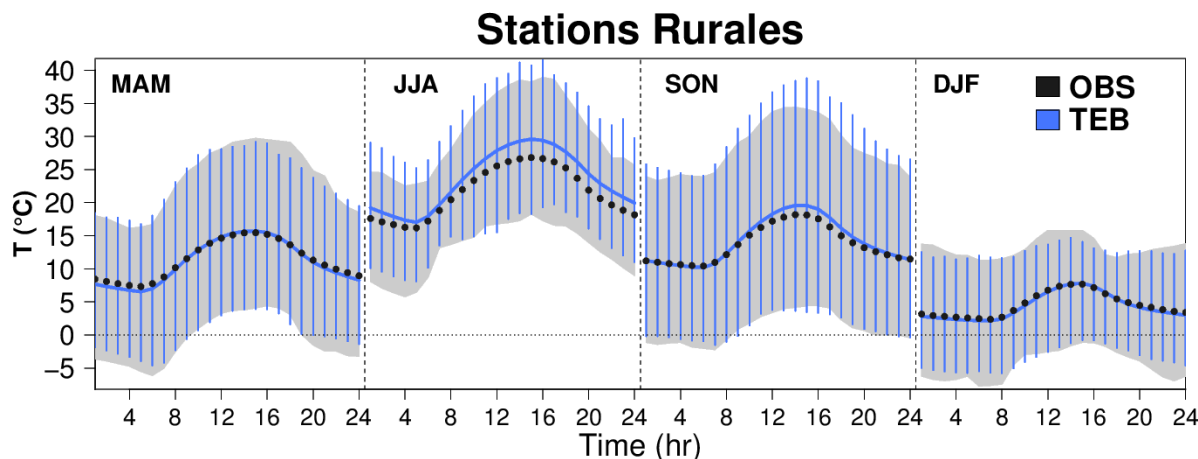


FIGURE 4.9: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres (T2M en  $^{\circ}\text{C}$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les stations rurales et pour les quatre saisons.

### Bilan radiatif et bilan d'énergie de surface

Les mesures de rayonnement et flux turbulent effectuées sur les sites du Fauga et de Saint-Sardos permettent d'évaluer le comportement du modèle dans deux zones rurales différentes : une prairie en friche (Fauga) et un champ de maïs irrigué (Saint-Sardos).

On rappelle ici les équations du bilan radiatif et du bilan d'énergie :

$$RN = SWd + LWd - SWu - LWu$$

$$RN = H + LE + G$$

Les mesures réalisées sur les deux sites permettent de calculer le rayonnement net (RN), i.e. l'énergie totale absorbée par la surface, déduite du bilan entre les rayonnements descendants de courtes et grandes longueurs d'onde (SWd et LWd) et les rayonnements montants (SWu et LWu). Cette énergie disponible se répartit selon trois termes puits, les flux turbulents de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE), et le flux de stockage de chaleur dans le sol (G). Comme détaillé précédemment, ces termes de flux turbulent H et LE ont été mesurés à Saint-Sardos, et G a été déduit comme le terme résiduel ( $G = RN - H - LE$ ).

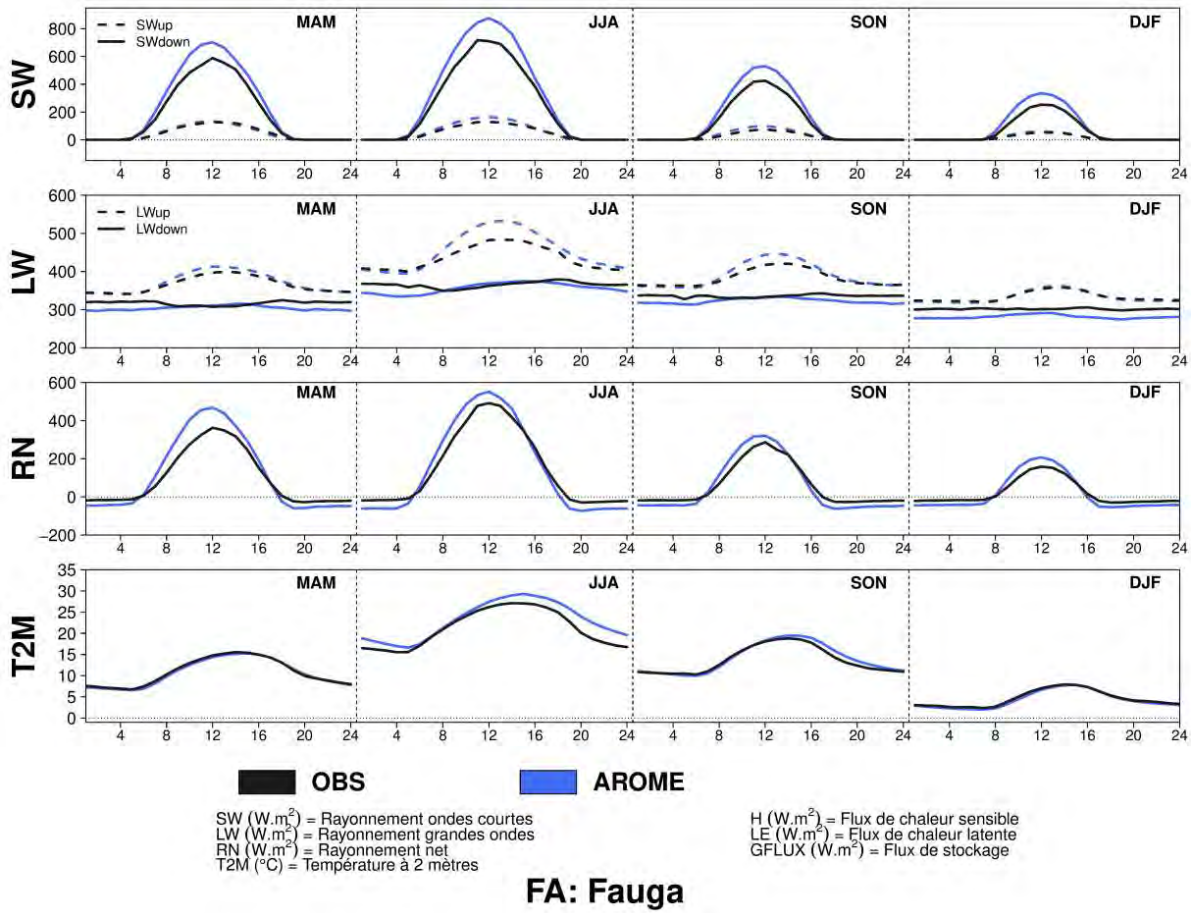


FIGURE 4.10: Cycles diurnes des différentes composantes du bilan radiatif (SW, LW, RN en  $W.m^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres (T2M en  $^{\circ}C$ ) pour les quatre saisons et pour le site du Fauga.

La Figure 4.10 présente les cycles diurnes des composantes du bilan radiatif pour le site du Fauga (FA). La faible nébulosité produite par AROME induit de nouveau un rayonnement solaire incident (SWd) trop important et un rayonnement infrarouge incident (LWd) trop faible. Le biais positif sur le SWd entraîne une surestimation du rayonnement solaire montant (SWu) calculé comme la



partie réfléchie de SWd en fonction de l'albédo de la surface ( $+4 \text{ W m}^{-2}$  en moyenne annuelle). Le rayonnement infrarouge montant (LWu) est trop fort en journée ( $+8 \text{ W m}^{-2}$  en moyenne annuelle), ce qui traduit une température de surface trop chaude dans le modèle. Cela s'explique par la base de données EcoclimapI qui surestime la couverture de sol nu (20 % dans la maille correspondant au site du Fauga). Le sol nu chauffe davantage que la prairie où la station est installée, et induit une température de surface à l'échelle de la maille plus élevée dans le modèle. On retrouve ce biais dans le calcul de la température à deux mètres, en particulier pendant l'été ( $+1.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) et l'automne ( $+0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). On peut noter que pendant l'hiver (DJF) et le printemps (MAM), l'eau abondante dans le sol limite le réchauffement de l'air en favorisant l'évaporation. Le rayonnement net cumule l'ensemble de ces résultats : il est sous-estimé la nuit (LWd trop faible) et surestimé en journée (le SWd trop important est prédominant face au LWu trop élevé).

La Figure 4.11 présente les cycles diurnes des composantes du bilan radiatif, et des flux turbulents (H, LE et G) pour le site de Saint-Sardos.

Pour le bilan radiatif, on note les mêmes biais que pour le site du Fauga. Pour les quatre saisons, SWd est trop important et LWd trop faible. La surestimation de SWd induit de nouveau un SWu trop élevé ( $+3 \text{ W m}^{-2}$  en moyenne annuelle). Le rayonnement infrarouge montant (LWu) est une nouvelle fois surestimé en journée, en particulier pendant l'été et l'automne ( $+9 \text{ W m}^{-2}$  en moyenne annuelle). Ce biais ne peut s'expliquer cette fois par la mauvaise représentation de l'occupation du sol, puisque les caractéristiques de surface au point de grille correspondant à la station de Saint-Sardos sont réalistes (cultures C3 et C4 uniquement). En revanche, l'irrigation du champ de maïs n'est pas représentée dans le modèle. Cette irrigation favorise l'évapotranspiration et contribue à diminuer la température de surface et donc le rayonnement infrarouge montant.

Les effets de l'irrigation se retrouvent dans le partitionnement des flux turbulents H et LE. En JJA et SON, les flux de chaleur latente sont importants alors que les flux de chaleur sensible sont limités. A l'inverse dans le modèle, l'absence d'eau dans le sol et le SWd excédentaire favorise le flux de chaleur sensible au détriment du flux de chaleur latente. En MAM en revanche, le fort rayonnement solaire incident couplé à l'eau disponible dans le sol favorise le flux de chaleur latente. Finalement, le flux de stockage de chaleur est légèrement sous-estimé en journée ( $-4 \text{ W m}^{-2}$  en moyenne annuelle). Le couplage entre une température de surface plus chaude et un flux de chaleur sensible plus important dans le modèle induit un biais chaud sur la température à deux mètres ( $+0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$  en moyenne annuelle).

## Conclusions

L'évaluation du modèle AROME a mis en évidence une modélisation correcte du taux de précipitations, et de la température de l'air à deux mètres dans les zones rurales. Cependant, le modèle surestime systématiquement le rayonnement solaire incident (SWd) et sous-estime le rayonnement

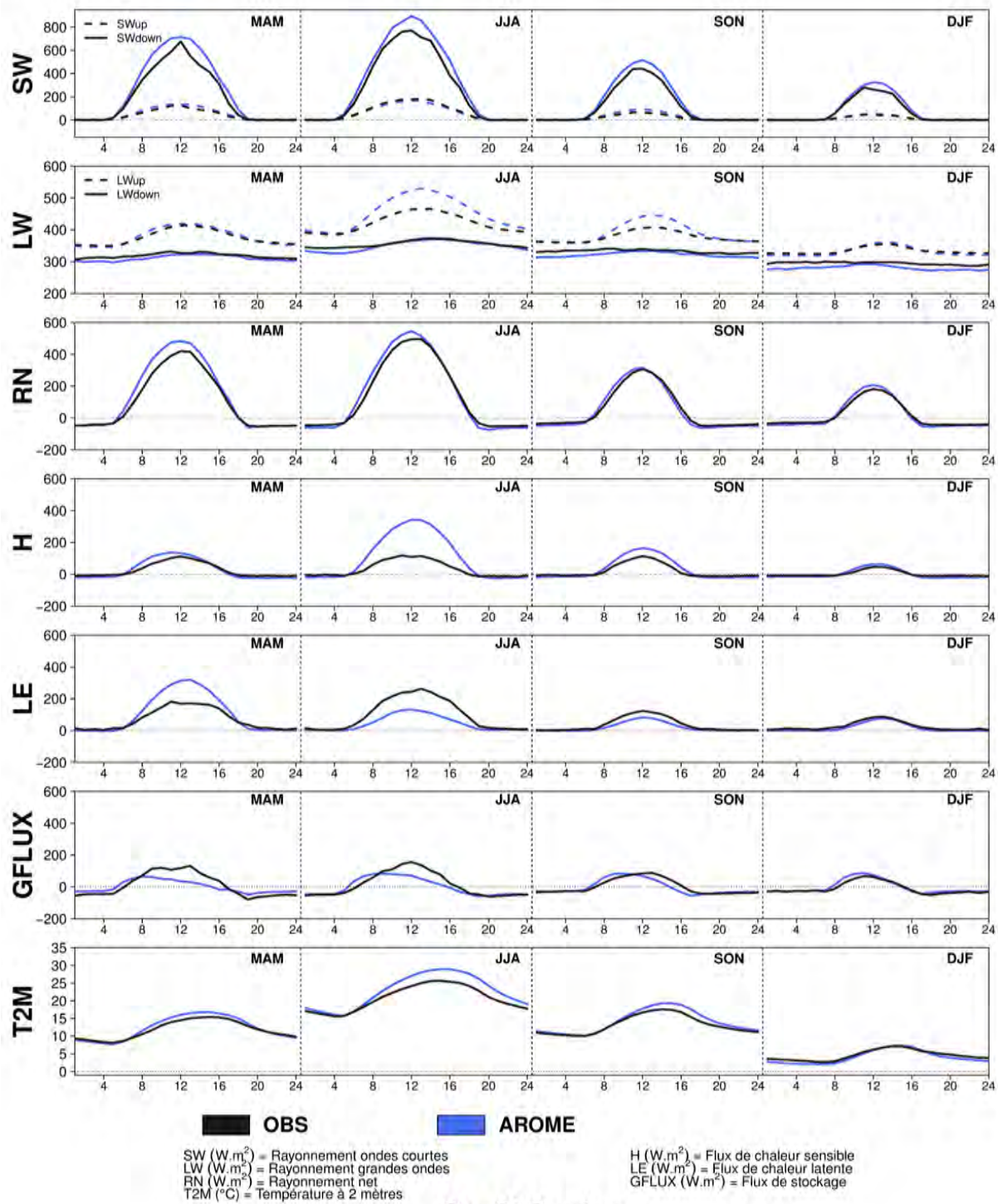


FIGURE 4.11: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif (SW, LW, RN, en  $\text{W.m}^{-2}$ ) et énergétique (H, LE, G, en  $\text{W.m}^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres (T2M en  $^{\circ}\text{C}$ ) pour les quatre saisons et pour le site de Saint-Sardos.



infrarouge incident (LWd). Ces biais, qui sont attribués à une couverture nuageuse trop faible, favorisent en été et à l'automne une légère surestimation du rayonnement solaire montant (SWu) et du flux de chaleur sensible (H).

Cette évaluation a également souligné l'importance de la représentation de la surface pour la modélisation de la température de l'air et des flux de surface. L'imprécision des fractions d'occupation du sol et des paramètres associés (albédo, émissivité, type de végétation) peut modifier les flux et les températures calculés par le modèle.

Dans une simulation couplée, ces flux peuvent à leur tour modifier les conditions météorologiques. Il est donc nécessaire d'évaluer la réponse du modèle aux paramètres de surface. Pour répondre à cette question, une nouvelle base de données (EcoclimapII) ainsi que la version diffusive du schéma de végétation (ISBA-DIF) sont testées séparément.

### 4.3.2 Sensibilité aux paramètres de surface

#### 4.3.2.1 Influence des données d'occupation du sol

Afin de tester l'importance des données d'occupation du sol dans la représentation des processus de surface, une deuxième simulation a été réalisée avec le modèle AROME. Cette simulation est contrainte par les mêmes conditions aux limites latérales et est initialisée de la même manière que la simulation de référence qui vient d'être évaluée. Elle s'en distingue par l'utilisation de la base de données EcoclimapII (Faroux et al., 2013, voir Section 2.2.4.1) au lieu de la base de données EcoclimapI (Champeaux et al., 2005). On rappelle que cette base de données de surface sert à fournir les caractéristiques d'occupation du sol et à prescrire une série de paramètres descriptifs et de propriétés radiatives, thermiques, hydrologiques et physiologiques nécessaires aux modèles ISBA et TEB. Par la suite, les simulations seront appelées EcoI pour la base de données EcoclimapI, et EcoII pour la base de données EcoclimapII.

L'utilisation d'EcoclimapII, que ce soit pour le site du Fauga ou celui de Saint-Sardos, modifie le type de végétation présent dans le modèle. Ainsi pour le site du Fauga, des arbres feuillus et de la prairie apparaissent au détriment des fractions de sol nu et de culture. Pour le site de Saint-Sardos, une fraction de sol nu accompagne l'apparition d'arbres feuillus et de prairie. La maille n'est donc désormais plus couverte intégralement par des zones de cultures. Pour plus de précisions, les modifications induites par l'utilisation d'EcoclimapII sont présentées en détail dans l'Annexe B. L'analyse de sensibilité présentée ci-dessous porte sur la représentation des bilans radiatif et énergétique pour les sites du Fauga et de Saint-Sardos et sur la modélisation de la température à deux mètres dans les zones rurales.

#### Bilan radiatif et bilan d'énergie

Les conclusions pour les sites du Fauga et de Saint-Sardos étant identiques, les résultats pour le site

du Fauga sont présentés ci-dessous tandis que les résultats pour le site de Saint-Sardos sont présentés en Annexe C.1.

La Figure 4.12 compare les cycles diurnes des composantes du bilan radiatif pour les simulations EcoI, EcoII et pour les observations. L'utilisation d'EcoII ne modifie que très faiblement le bilan radiatif. Les rayonnements solaire et infrarouge incidents ne sont pas modifiés, ce qui peut témoigner d'une absence de rétroaction vis-à-vis des variables atmosphériques. On note une très légère modification du rayonnement infrarouge montant (LWu). Pendant les saisons MAM, JJA et SON, il est plus faible en journée et plus important la nuit dans EcoII. Cette différence est due dans les deux cas à la modification du cycle annuel de l'indice foliaire de la végétation (LAI pour leaf area index) par EcoII (voir Figure 4.13). La croissance du LAI est plus tardive dans EcoII et atteint des valeurs plus faibles que dans EcoI. Le LAI plus faible limite l'évapotranspiration en journée et engendre un flux de stockage plus important. Pendant la nuit, le déstockage de cette énergie maintient une température de surface plus chaude. Cette température de surface plus élevée engendre à son tour une augmentation du LWu.

En journée, l'augmentation de LWu provient d'une émissivité de la surface à l'échelle de la maille plus faible dans EcoII. Pour une maille donnée, l'émissivité est calculée en fonction des fractions de sol nu (émissivité de 0.85) et de végétation (émissivité de 0.96). De plus, la fraction de sol nu est calculée en fonction de l'indice foliaire de la végétation (LAI). Plus le LAI est important, plus la fraction de sol nu est faible. La modification du cycle annuel de LAI par EcoII engendre une fraction de sol nu plus importante dans EcoII que dans EcoI (voir Figure 4.13). Il en résulte une émissivité plus faible à l'échelle de la maille.

Concernant les températures à deux mètres (T2M), la température de surface plus élevée dans EcoII engendre une augmentation des T2M nocturnes en MAM et JJA. Pendant les heures de nuit (19H00 - 6H00), ce réchauffement induit une augmentation des biais moyens annuels (0.9 °C pour EcoII contre 0.6 °C pour EcoI). Ce biais chaud sur les températures nocturnes avait été mis en évidence dans AROME par Donier et al. (2012) et déjà attribué à la fraction de LAI plus faible dans EcoII pendant ces deux saisons (pour plus de détails, se référer à : [http://www.umr-cnrm.fr/surfex/IMG/pdf/test\\_eco2\\_arome.pdf](http://www.umr-cnrm.fr/surfex/IMG/pdf/test_eco2_arome.pdf)).

### Températures à deux mètres

La Figure 4.14 présente, pour les stations rurales et pour les quatre saisons, les cycles diurnes moyens de la température à deux mètres (T2M) et leurs variabilités spatiale et temporelle. De la même manière que pour le site du Fauga, EcoII engendre des températures nocturnes plus élevées au printemps (MAM) et en été (JJA). En journée, aucune sensibilité n'est observée. Le réchauffement nocturne au printemps tend à réduire légèrement le biais moyen sur les heures de nuit (19H00 - 6H00) de -0.2 °C pour EcoII contre -0.6 °C avec EcoI, mais il dégrade la représentation de la T2M

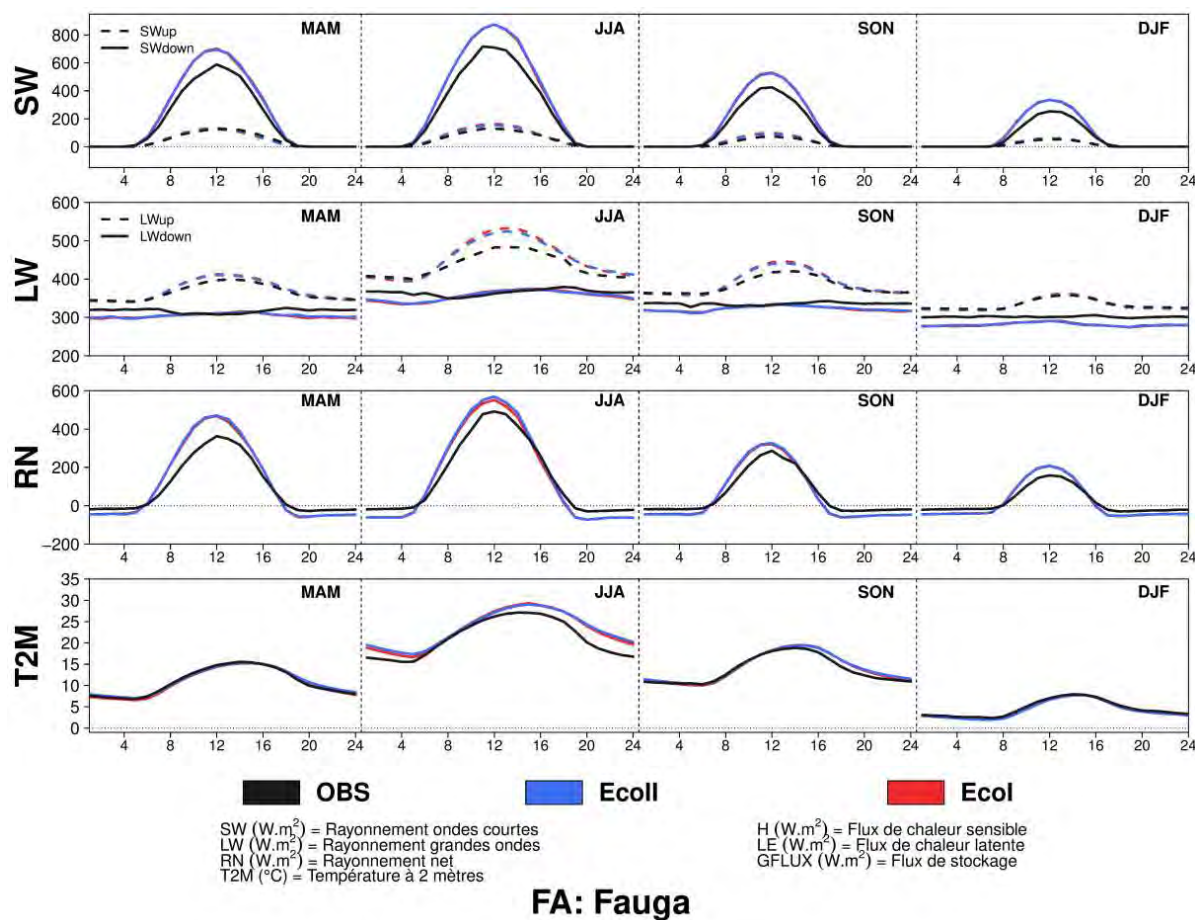


FIGURE 4.12: Cycles diurnes des différentes composantes du bilan radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$ , en  $W.m^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres ( $T2M$  en  $^{\circ}C$ ) pour les quatre saisons et pour le site du Fauga.

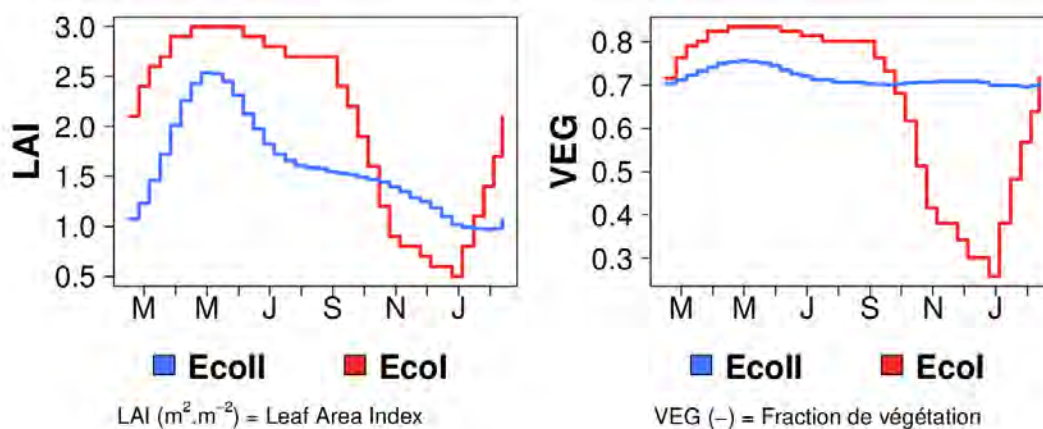


FIGURE 4.13: Evolution temporelle du LAI (Leaf Area Index) et de la fraction de végétation dans AROME pour le site du Fauga.

en été (biais moyen nocturne de 2.3 °C pour EcoII contre 1.7 °C avec EcoI).

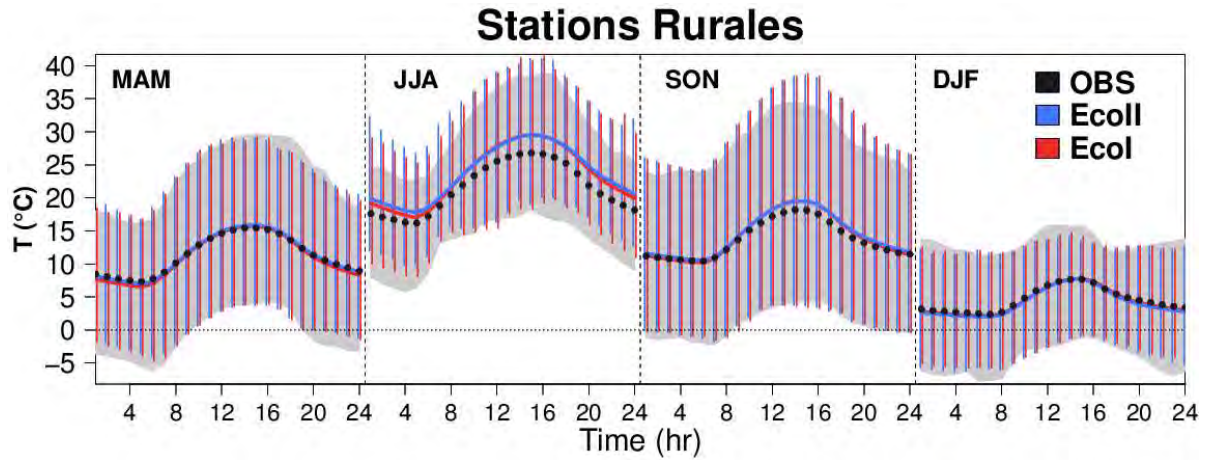


FIGURE 4.14: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T2M$  en °C) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les stations rurales et pour les quatre saisons.

En conclusion, les valeurs de LAI plus faibles dans EcoII que dans EcoI induisent une modification de l'émissivité et du stockage de chaleur qui augmentent (resp. diminuent) le rayonnement infrarouge la nuit (resp. en journée). Ces résultats s'accompagnent d'une augmentation de la température nocturne proche de la surface. La base de donnée EcoII ne produisant pas des résultats significativement meilleurs, la base de donnée EcoI est conservée pour la suite de ces travaux de thèse.

#### 4.3.2.2 Influence du schéma de végétation

Une fois la base de données choisie, il est important de tester la sensibilité des résultats au schéma de végétation. Pour ce faire, la simulation de référence est comparée à une troisième simulation AROME qui utilise la même base de données de surface (EcoI), les mêmes conditions aux limites latérales et les mêmes données d'initialisation que la simulation de référence. Elle s'en distingue par l'activation du schéma de végétation ISBA-DIF (voir Section 2.2.1) à la place du schéma ISBA 3-L. Dans la suite, on appellera 3-L, la simulation utilisant le schéma ISBA 3-L, et DIF la simulation utilisant le schéma ISBA-DIF. Pour rappel, le schéma de végétation ISBA-DIF se distingue de l'approche ISBA 3-L par une discrétisation du sol en douze couches (au lieu de trois) qui permet de simuler des sols non-homogènes verticalement et modélise de manière plus fine la distribution verticale du profil racinaire dans le sol, et les transferts d'eau (échanges capillaires souterrains, infiltration, ruissellement). D'un point de vue pratique, on peut noter que l'activation du schéma diffusif augmente très légèrement le temps de calcul total (+0.8 %).

De la même manière que pour les bases de données de surface, l'analyse de sensibilité présentée ci-dessous porte sur la représentation des bilans radiatif et énergétique pour les sites du Fauga et de Saint-Sardos et sur la modélisation de la température à deux mètres dans les zones rurales.

### Bilan radiatif et bilan d'énergie

De nouveau, les conclusions pour le site du Fauga et de Saint-Sardos sont identiques. On se concentre donc sur le site de Saint-Sardos (voir Figure 4.15) tandis que les résultats pour le site du Fauga sont présentés dans l'Annexe C.2.

On observe peu de différences sur le bilan radiatif entre les simulations 3-L et DIF. Les rayonnements descendants sont très peu modifiés, ce qui induit une rétroaction limitée du schéma de végétation sur les conditions atmosphériques. De plus, l'albédo de la surface étant identique, le rayonnement solaire montant n'est logiquement pas modifié par le schéma ISBA-DIF. Le rayonnement infrarouge montant est légèrement diminué en journée et augmenté la nuit dans la simulation DIF. Les valeurs des émissivités n'étant pas modifiées, ceci témoigne d'une température de surface plus froide (resp. plus chaude) en journée (resp. la nuit) dans la simulation DIF.

S'ils ne sont pas modifiés la nuit, les flux sont en revanche nettement différents d'une simulation à l'autre en journée. Excepté pour la saison DJF, DIF semble améliorer la représentation des flux en diminuant le flux de chaleur sensible et en augmentant les flux de stockage de chaleur et le flux de chaleur latente. Ces améliorations ne se retrouvent toutefois pas dans le calcul de la température à deux mètres. Au contraire, si celle-ci est similaire en journée (biais en journée (7H00 - 18H00) de 0.9 °C pour DIF et 3-L) dans les deux simulations, DIF produit des températures nettement supérieures la nuit (biais nocturne (19H00 - 6H00) de 1.1 °C pour DIF contre 0.1 °C pour 3-L)

### Températures à deux mètres

La Figure 4.16 compare les cycles diurnes moyens de la température à deux mètres (T2M) mesurée par les stations rurales et simulée avec les deux schémas de végétation. Quelle que soit la saison considérée, la version DIF induit des températures nocturnes plus élevées. En journée, les deux schémas semblent équivalents. S'il est difficile de privilégier un schéma plutôt qu'un autre pour les saisons MAM (biais de -0.3 °C pour 3-L et 0.4 °C pour DIF) et DJF (biais de -0.2 °C pour 3-L et 0.3 °C pour DIF), ISBA-DIF dégrade nettement la représentation du cycle diurne en JJA (biais de 1.9 °C pour 3-L et 2.2 °C pour DIF) et SON (biais de 0.5 °C pour 3-L et 1.3 °C pour DIF).

En conclusion, pour le site de Saint-Sardos, ISBA-DIF semble mieux représenter les flux turbulents mais dégrade la représentation de la température à deux mètres par rapport à ISBA 3-L. Ceci peut s'expliquer par une compensation entre les biais atmosphériques (SWd trop important et LWd trop faible) et les biais du schéma de surface ISBA 3-L. Cependant, le bilan d'énergie pour le site de Saint-Sardos est spécifique puisque l'irrigation qui est activée dans les observations modifie la répartition des flux turbulents. Il ne semble alors pas possible de généraliser cet unique cas d'étude à l'ensemble du domaine. Pour la suite de cette thèse, la bonne représentation de la température à deux mètres dans les zones rurales est privilégiée. La température nocturne étant primordiale dans



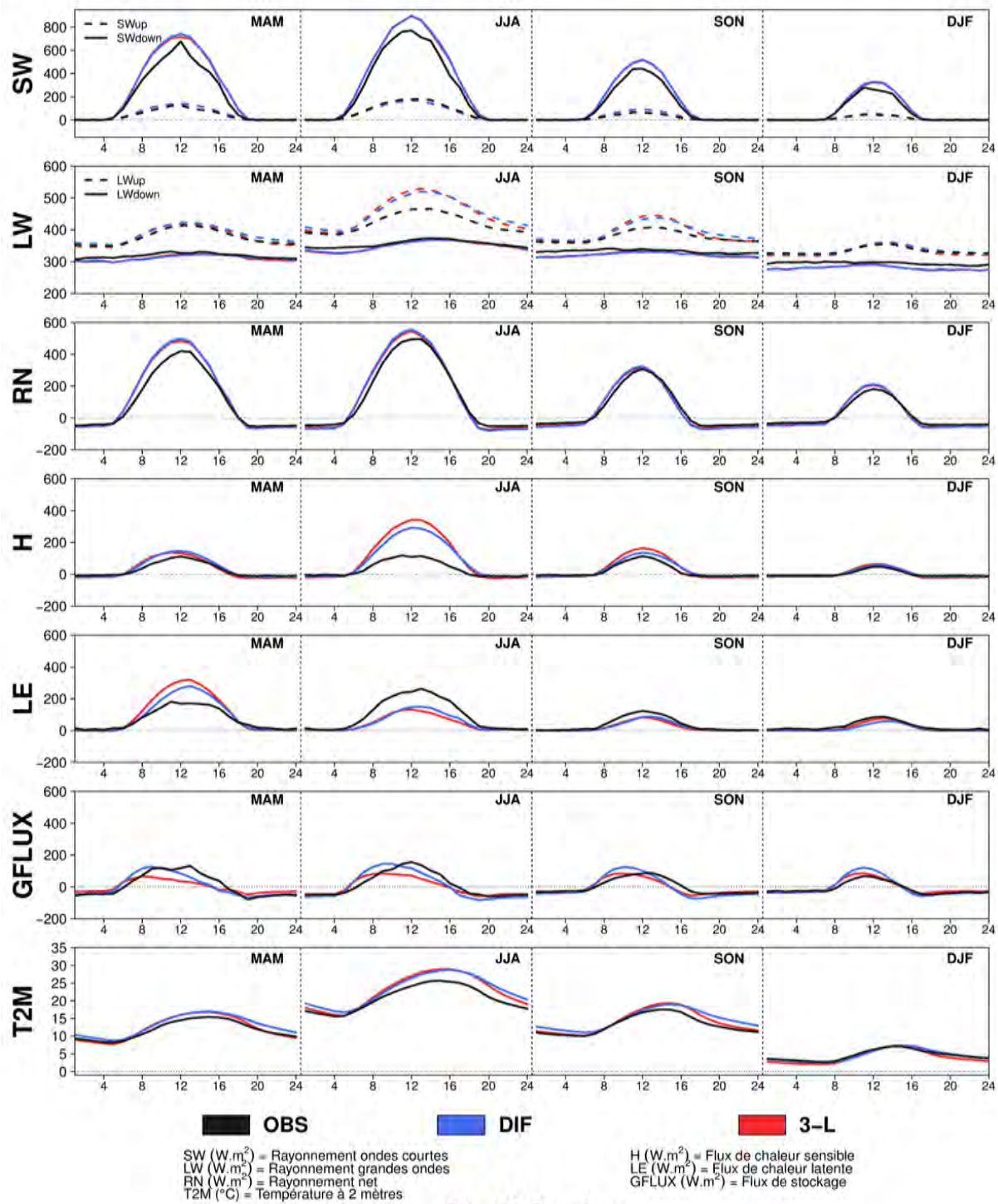


FIGURE 4.15: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$ , en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ , en  $W.m^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres ( $T2M$  en  $^{\circ}C$ ) pour les quatre saisons et pour le site de Saint-Sardos.

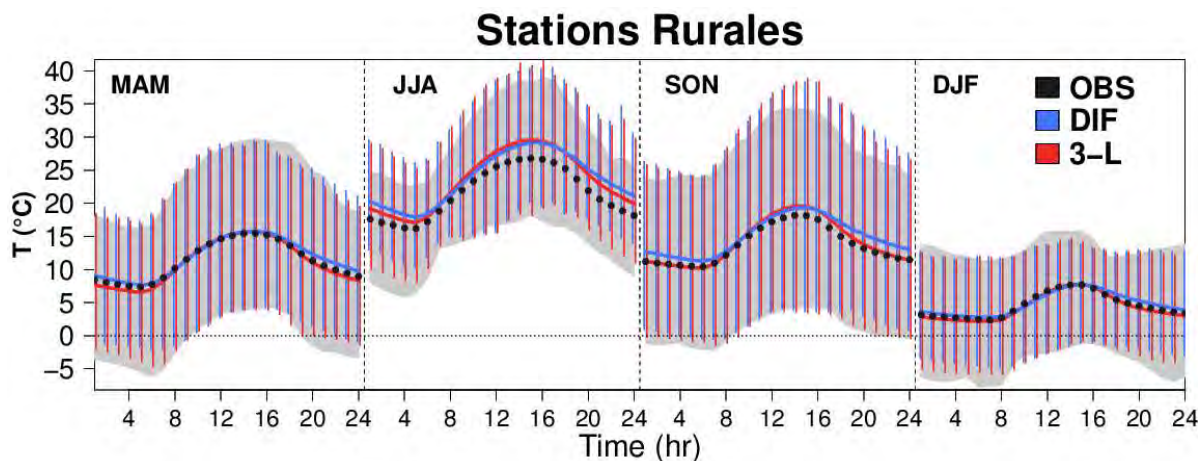


FIGURE 4.16: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}C$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les stations rurales et pour les quatre saisons.

l'étude des processus urbains et notamment de l'îlot de chaleur urbain, le schéma ISBA 3-L est donc conservé, version qui est également celle actuellement utilisée dans la version opérationnelle AROME pour la prévision numérique du temps.

#### 4.4 Modélisation des processus urbains

Une fois la simulation de référence évaluée pour les zones rurales, il est possible de se concentrer sur la représentation des processus urbains et notamment la représentation de l'îlot de chaleur urbain. De la même manière que dans le chapitre précédent (voir section 3.1.2), la suite de ce chapitre s'attache à évaluer l'apport du modèle de canopée urbaine TEB par rapport à la paramétrisation ROCK. Pour rappel, cette paramétrisation simplifiée remplace l'ensemble des zones urbaines par de la roche et une forte rugosité. Ces surfaces sont ensuite traitées par ISBA. On peut noter que la paramétrisation VEG n'est pas testée ici puisqu'on se concentre uniquement sur la modélisation des processus urbains.

De la même manière que pour les paragraphes précédents, une première analyse de sensibilité évalue les bénéfices d'une représentation détaillée de la canopée urbaine. Les analyses suivantes étudient l'impact des différentes options du modèle TEB dans la représentation des processus urbains. La Table 4.3 présente un résumé des différentes configurations testées.

Ces études portent sur la représentation des bilans radiatif et énergétique pour le site du Monoprix au centre-ville de Toulouse et sur la modélisation des températures à deux mètres et des îlots de chaleur urbains. Ces îlots de chaleur sont définis comme la différence entre la température des stations urbaines et la moyenne des températures des stations rurales. Ces températures à deux mètres et ces îlots de chaleur urbains ont été moyennés en regroupant les stations selon les différentes classes urbaines définies dans la section 4.2.3.2. Dans la suite, on présente les classes urbaines les plus



pertinentes, à savoir UCZ2 (Hyper centre), UCZ3 (centre ville) et UCZ5 (zones pavillonnaires). La classe UCZ4 (zones commerciales) est peu représentée et les classes UCZ6 (zones aéroportuaires) et UCZ7 (zones semi-rurales) sont faiblement soumises aux effets urbains.

	Domaines		BD de	Résolution	Schéma de	Schéma	Paragraphe
	SO	Tlse	surface	spatiale	végétation	urbain	
1.	X	X	EcoI	2.5 km	ISBA-3L	TEB-HIST	<a href="#">4.3.1</a>
2.	X	X	EcoII	2.5 km	ISBA-3L	TEB-HIST	<a href="#">4.3.2.1</a>
3.	X	X	EcoI	2.5 km	ISBA-DIF	TEB-HIST	<a href="#">4.3.2.2</a>
4.	-	X	EcoI	2.5 km	ISBA-3L	ISBA (rock)	<a href="#">4.4.1</a>
5.	-	X	EcoI	2.5 km	ISBA-3L	TEB-SBL	<a href="#">4.4.2</a>
6.	-	X	EcoI	2.5 km	ISBA-3L	TEB-GARDEN	<a href="#">4.4.3.1</a>
7.	-	X	EcoI	2.5 km	ISBA-3L	TEB-SBL+GARDEN	<a href="#">4.4.3.1</a>
8.	-	X	EcoI	2.5 km	ISBA-3L	TEB-SBL+GARDEN+BEM	<a href="#">4.4.3.2</a>
9.	-	X	EcoI	1.3 km	ISBA-3L	TEB-HIST	<a href="#">4.5</a>

TABLE 4.3: Résumé de l'ensemble des simulations réalisées pour les tests de sensibilité portant sur la base de données de surface, la résolution spatiale, le schéma de végétation et le modèle de canopée urbaine. Les domaines de simulations (SO : Sud-Ouest, Tlse : Toulouse) utilisés sont précisés par un 'X'.

#### 4.4.1 Apports d'un modèle de canopée urbaine

Afin de tester l'apport du modèle TEB dans la représentation des processus urbains, une nouvelle simulation, utilisant la paramétrisation ROCK, a été réalisée avec le modèle AROME (voir Table 4.3, configuration 4). Cette simulation est comparée à la simulation de référence (voir Table 4.3, configuration 1) dans laquelle le modèle de canopée urbaine TEB dans sa version historique (HIST, voir section 2.2.2) est activé. On rappelle que ces deux simulations utilisent la base de données de surface EcoclimapI et le schéma de végétation ISBA 3-L. De plus, l'annexe B présente les caractéristiques d'occupation du sol et les paramètres morphologiques, radiatifs et thermiques du point de grille associé au site du Monoprix. Par la suite, les simulations seront respectivement appelées ROCK et TEB pour l'utilisation des paramétrisations simplifiée (roche) et détaillée (TEB-HIST) des zones urbaines.

Les différences entre la paramétrisation ROCK et le modèle TEB ont été présentées en introduction (voir section 1.6.2) et dans le chapitre précédent (voir section 3.1.2). On rappelle toutefois que dans la paramétrisation ROCK la ville est intégralement assimilée à un sol plat, la hauteur des bâtiments ainsi que les différences de température entre la route et les bâtiments ne sont pas prises en compte. Au contraire du modèle TEB, cette paramétrisation ne décrit donc pas les piègeages radiatif et dynamique ni l'inertie thermique du canyon urbain.

### Bilan radiatif et bilan d'énergie

La Figure 4.17 compare les cycles diurnes des composantes du bilan d'énergie pour les simulations ROCK et TEB et pour les observations.

La surestimation et la sous-estimation des rayonnements solaire et infrarouge incidents sont visibles. On note peu de différences entre les simulations ROCK et TEB pour ces grandeurs en JJA, SON, DJF. Il y a peu de rétroaction entre la modélisation des zones urbaines et le forçage radiatif atmosphérique pour ces saisons. En MAM en revanche, on peut noter une diminution du rayonnement solaire incident dans la simulation avec TEB. Cette diminution s'accompagne d'une légère augmentation de la fraction nuageuse (+0,7 %), notamment en mai (+2,1 %). Cette augmentation de fraction nuageuse entraîne également une augmentation du taux de précipitation en mai (+2,25 %) et sur l'ensemble de la saison (+1,0 %).

La paramétrisation ROCK surestime le rayonnement solaire montant (SWu) en journée (+18 W.m<sup>2</sup> de biais moyen annuel). Cette surestimation s'explique d'une part par le biais sur le rayonnement solaire incident et d'autre part par les propriétés radiatives de la roche. L'albédo fixé à 0.25 est trop important par rapport aux valeurs observées sur le site du Monoprix (0.15 pour le toit) et induit une réflexion trop forte du rayonnement solaire incident. De plus, ROCK sous-estime le rayonnement infrarouge montant (LWu) la nuit en JJA (-3 W.m<sup>2</sup>) et SON (-14 W.m<sup>2</sup>) et tout au long de la journée pour les saisons MAM (-18 W.m<sup>2</sup>) et DJF (-13 W.m<sup>2</sup>). L'émissivité de la roche (0.94) étant en accord avec l'émissivité mesurée sur le site du Monoprix (0.95) Cette sous-estimation est liée à des températures de surface trop froides la nuit. La géométrie plane de la paramétrisation ROCK favorise en effet le refroidissement nocturne. Ce biais sur les températures de surface est visible sur la modélisation des températures de l'air proche de la surface (T2M).

L'énergie apporté par le SWd excédentaire induit un rayonnement net (RN) trop important et se traduit en été et pendant la journée par des flux de chaleur latente (+26 W.m<sup>2</sup>) et sensible (+40 W.m<sup>2</sup>) trop élevés et un flux de stockage sous-estimé (-31 W.m<sup>2</sup>). Pour les autres saisons, le flux de chaleur sensible est sous-estimé, notamment la nuit, tandis que la flux de chaleur latente est sur-estimé. Le stockage reste trop faible en journée.

Le modèle TEB bénéficie d'un albédo plus en accord avec le site de mesure et permet de simuler un SWu en adéquation avec les observations. Les valeurs trop petites d'émissivité (0.90 pour les toits dans TEB contre 0.95) induisent cependant un LWu trop faible la nuit en MAM, SON et DJF. On peut noter que contrairement à la paramétrisation ROCK, le canyon urbain contribue à réchauffer l'air proche de la surface et induit une bonne représentation de la température à deux mètres (T2M) pendant la nuit (excepté pour JJA). Ceci suggère également une modélisation correcte des températures de surface nocturnes. En JJA, le piégeage radiatif est cependant trop important et les températures restent trop élevées. En journée, TEB simule des températures de surface trop chaudes ce qui se traduit par des LWu (+7 W.m<sup>2</sup> pour le biais moyen annuel) trop importants, notamment

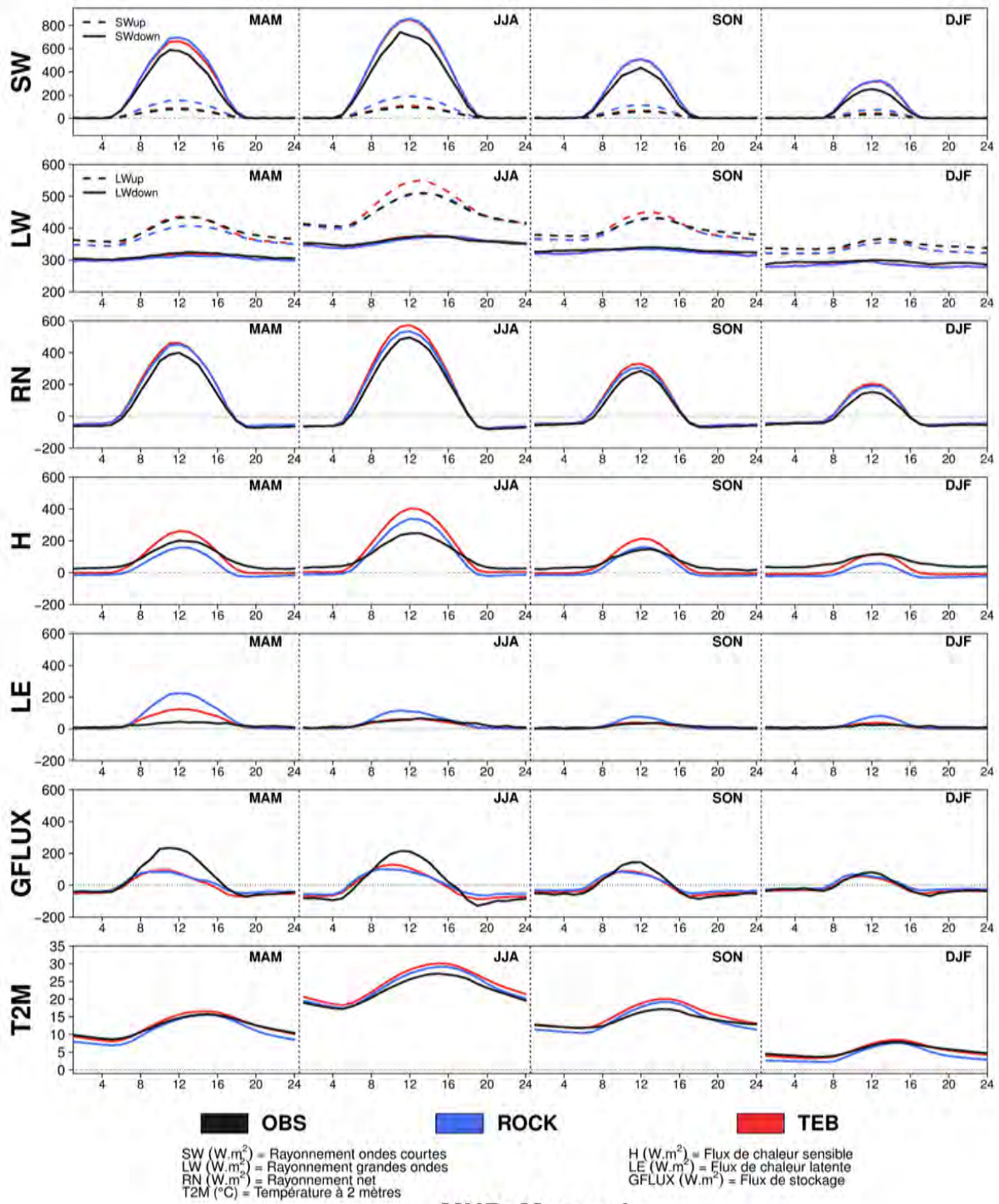


FIGURE 4.17: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif (SW, LW, RN, en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique (H, LE, G, en  $W.m^{-2}$ ) pour le site du Monoprix.

pendant l'été et l'automne.

L'excédent d'énergie apporté à la surface se traduit dans le modèle TEB par un flux sensible trop

important (+26 W.m<sup>2</sup> pour le biais moyen annuel). On peut noter qu'en MAM, la fraction de nature (0.37) dans la maille AROME et l'eau disponible dans le sol favorisent également le flux d'évapotranspiration.

La Table 4.4 résume les flux saisonniers moyens observés et simulés par TEB et ROCK pour les heures de jour (lorsque RN est positif) et les heures de nuit, ainsi que le rapport de Bowen ( $\beta=H/LE$ ) pour le jour. En journée, le site du monoprix, qui est très urbanisé, présente des contributions de flux assez homogènes sur l'année (peu de variabilité saisonnière). H est le flux majoritaire, il représente 47-58 % de RN. LE est faible (12-15 %) de sorte que le rapport de Bowen  $\beta$  varie de 3.6 à 4.5. Enfin, le stockage de chaleur G représente 29-41 % de RN.

Au contraire, les simulations que ce soit en configuration ROCK ou TEB présentent une variabilité saisonnière marquée car la maille du modèle est occupée à hauteur de 37 % par de la végétation de type prairies et feuillus (avec un profil saisonnier d'indice foliaire). Néanmoins, on constate que la répartition des flux est globalement plus réaliste avec TEB. ROCK sous-estime le flux de chaleur sensible (26-62 %), surestime le flux de chaleur latente (22-52 %) et par conséquent sous-estime très fortement le rapport de Bowen (0.6-2.9). TEB simule un flux de chaleur latente relativement comparable aux observations (12-28 %) mais surestime légèrement H (53-69 %) au détriment de G (18-29 %). Quant au rapport de Bowen, il est en moyenne du bon ordre de grandeur (1.9-5.9).

Pour les flux en phase nocturne, on retiendra que H reste systématiquement positif dans les observations, quelle que soit la saison, grâce à un fort déstockage de chaleur, ce phénomène étant typique des zones urbaines compactes. Du fait de la résolution spatiale du modèle et de paramètres typomorphologiques peu adaptés, le modèle ne peut reproduire cet effet. Seule la version TEB, pour les mois d'été, parvient à simuler un flux H faiblement positif (+5 W m<sup>-2</sup> contre +33 W m<sup>-2</sup> dans les observation) alors qu'il est de -13 W m<sup>-2</sup> pour ROCK.

		OBS	ROCK	TEB
<b>Jour</b>	RN	104/277	142/372	153/399
	$F_{anth}$	20/67	-	14
	H	100/184 (47/58 %)	37/232 (26/62 %)	88/285 (53/69 %)
	LE	22/51 (12/15 %)	50/152 (22/52 %)	29/89 (12/28 %)
	G	49/125 (29/41 %)	48/59 (16/33 %)	49/79 (18/29 %)
	Bo	3.6/4.5	0.6/2.9	1.9/5.9
<b>Nuit</b>	RN	-67/-52	-63/-44	-62/-43
	$F_{anth}$	20/67	-	5
	H	23/37	-24/-13	-10/5
	LE	8/15	2/7	1/4
	G	-95/-32	-55/-24	-66/-29

TABLE 4.4: Répartition en W m<sup>-2</sup> (%) du rayonnement net (RN) et du flux anthropique ( $F_{anth}$ ) entre flux de chaleur sensible (H), flux de chaleur latente (LE) et flux de stockage de chaleur (G). Les valeurs représentent les flux saisonniers moyens (min/max) observés et simulés par TEB et ROCK pour les heures de jour (lorsque RN est positif) et les heures de nuit, ainsi que. Le rapport de Bowen (Bo=H/LE) est également présenté pour les heures de jour.

Afin de comprendre et de quantifier l'impact des biais atmosphériques sur les résultats précédents, les mêmes comparaisons ont été effectuées à l'aide de simulations 1D en mode forcé. Les données d'observation disponibles sur le site du Monoprix ont permis de recréer le forçage réel et de tester uniquement l'impact de la modélisation des zones urbaines. Les caractéristiques de surface et le schéma de végétation restent identiques. Les résultats obtenus sont illustrés dans l'annexe D.

Avec le forçage réel, le biais sur la modélisation des flux turbulents persistent. Dans TEB, le rayonnement infrarouge montant (i.e. la température de surface) est également mieux représenté pendant la journée. On note cependant que les différences portant sur les flux de chaleur latente et de stockage de chaleur ne sont pas atténuées entre la simulation AROME et la simulation forcée. L'ensemble des biais atmosphériques d'AROME semblent se répercuter sur le flux de chaleur sensible.

On note également que si le calcul de la température à deux mètres est amélioré en journée dans ROCK, celle-ci est mieux simulée par TEB notamment à travers un cycle diurne et des températures nocturnes plus réalistes. Dans la simulation couplée, les biais sur la température en journée sont donc imputables en partie aux biais du modèle atmosphérique. L'autre partie étant due à une description de la surface trop imprécise à 2.5km de résolution horizontale.

### Températures à deux mètres

La Figure 4.18 compare les cycles diurnes moyens de la température à deux mètres (T2M) mesurés par les stations urbaines et simulés avec la paramétrisation ROCK et le modèle TEB.

Quelles que soient la zone urbaine et la saison considérées, le modèle TEB simule des températures plus chaudes. C'est notamment le cas la nuit ce qui diminue le biais moyen annuel (calculé entre 19H00 et 6H00) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 de 0.9, 0.7 et 0.5°C, respectivement. En journée en revanche, ce réchauffement s'additionne aux conséquences des biais du modèle atmosphérique et induit des températures plus chaudes que dans les observations. La paramétrisation ROCK donne alors des biais plus faibles pour les UCZ2 (0.0°C pour ROCK contre 1.1 °C pour TEB), UCZ3 (-0.2 °C pour ROCK contre 0.9°C pour TEB) et UCZ5 (0.2 °C pour ROCK contre 0.7°C pour TEB).

### Ilots de chaleur urbains

La Figure 4.19 compare les cycles diurnes moyens des ICU mesurés et simulés avec la paramétrisation ROCK et le modèle TEB.

Malgré une représentation simplifiée, la paramétrisation ROCK arrive à capturer une partie du cycle des ICU observés. Pour les UCZ2 et UCZ3 et dans une moindre mesure pour l'UCZ5, ROCK simule des îlots de chaleur nocturnes qui, bien que plus intenses qu'en journée, restent trop faibles (biais moyen annuels sur les heures de nuit de -0.9, -0.8 et -0.4 °C pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5,



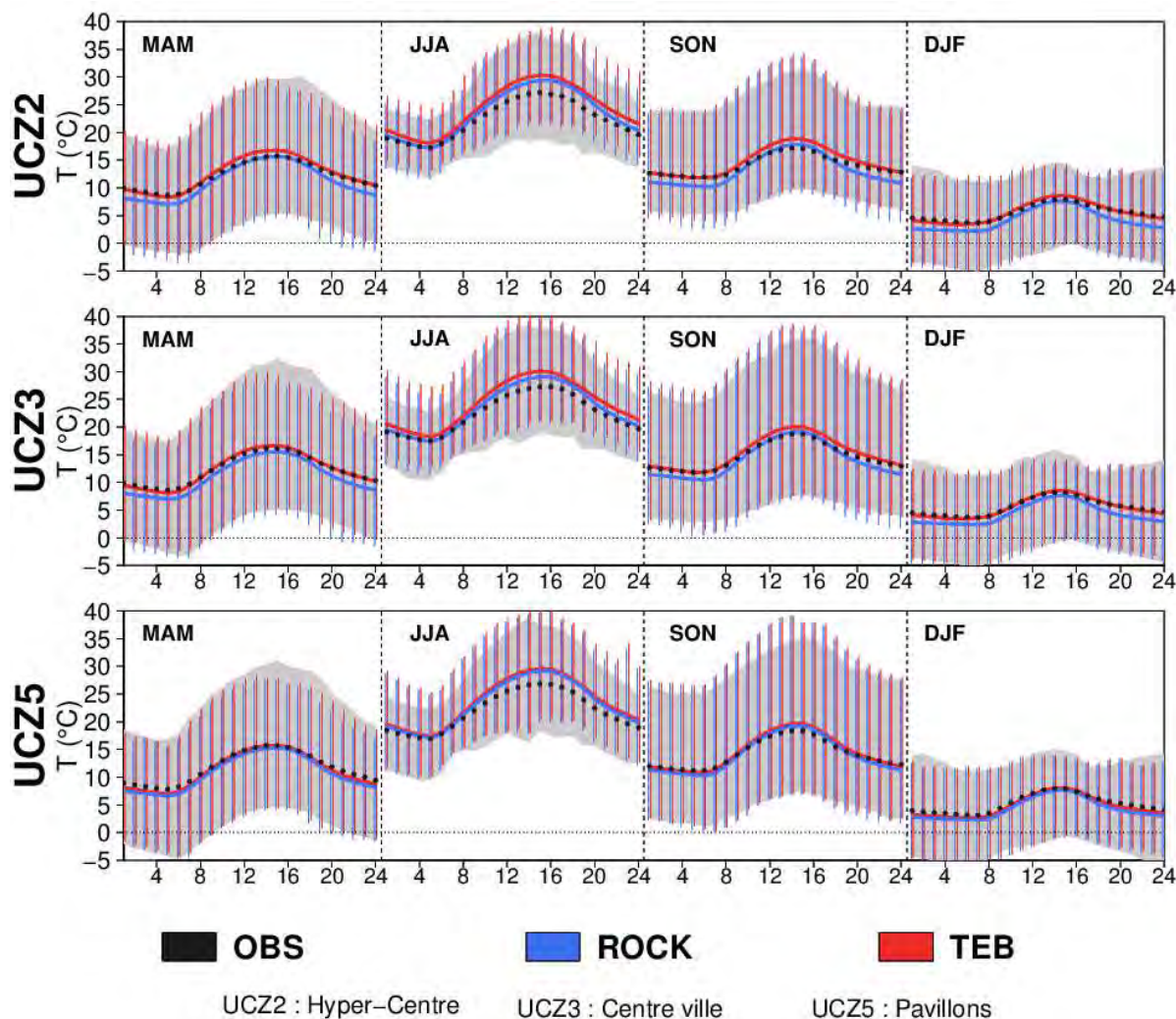


FIGURE 4.18: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T2M$  en  $^{\circ}C$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 et pour les quatre saisons.

respectivement). En journée, les ICU sont presque toujours nuls quelles que soient la saison et la zone urbaine considérées. On peut également noter que plus la densité d'urbanisation est importante, plus l'intensité de l'ICU augmente (excepté pour SON).

Avec le modèle TEB, le cycle diurne est mieux représenté qu'avec la paramétrisation simple, notamment dans les UCZ2 et UCZ3 avec des biais moyens annuels de  $+0.3/+0.2$   $^{\circ}C$  pour TEB contre  $-0.6/-0.7$   $^{\circ}C$  pour ROCK. Le cycle trop chaud en MAM est dû, la nuit, à une température rurale trop froide, et en journée, à des températures urbaines trop élevées. On souligne aussi la capacité du modèle à reproduire les ICU négatifs présents à l'automne pour l'UCZ2. Les deux configurations ROCK et TEB donnent des résultats très comparables pour l'UCZ5.

Il est intéressant de noter que le modèle est capable de reproduire des ICU différents entre les classes plus urbanisées UCZ2 et UCZ3 et moins urbanisée UCZ5 grâce aux paramètres urbains définis en

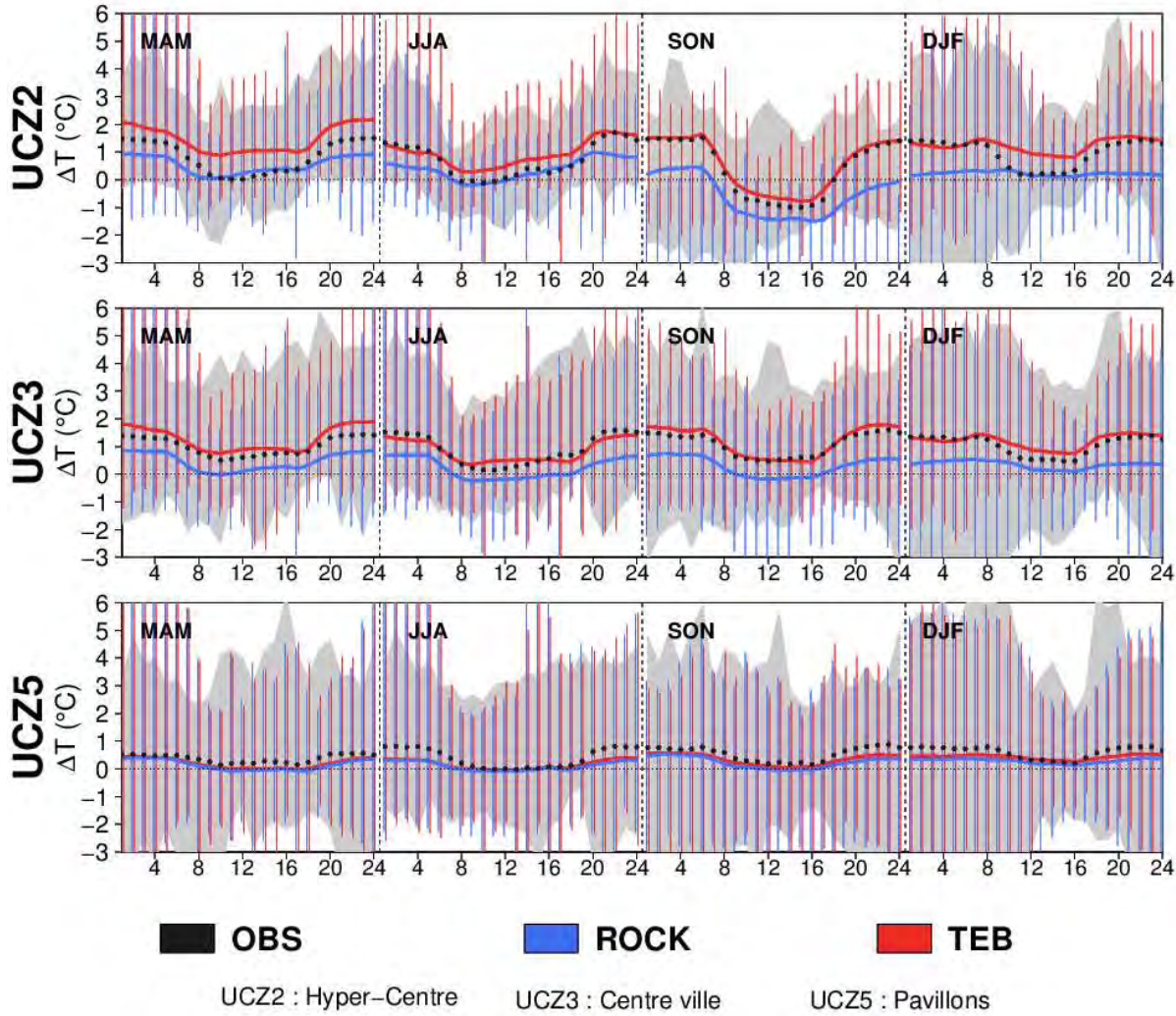


FIGURE 4.19: Cycles diurnes des anomalies moyennes de températures à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) entre les UCZ2, UCZ3 ou UCZ5 et la température rurale pour les quatre saisons.

chaque point de grille. Les effets urbains (piégeage radiatif, inertie thermique) sont plus marqués dans les zones urbaines denses avec une fraction bâtie plus élevée et des canyons plus étroits qu'en zones résidentielles. Malgré tout, avec une résolution spatiale de 2.5 km, le modèle ne parvient pas à différencier les UCZ2 et UCZ3 contrairement à ce qui peut être observé dans les mesures, avec en particulier un ICU qui devient nul en journée en UCZ2 du fait des effets d'ombrage induits par l'encaissement des rues.

En conclusion, les valeurs plus réalistes de l'albédo des toits par rapport à la paramétrisation ROCK et le piégeage radiatif permis par l'approche canyon du modèle TEB permettent de mieux représenter le comportement radiatif des zones urbaines. Il en résulte des températures nocturnes



plus réalistes et une représentation de l'ICU nettement améliorée. Enfin, les températures diurnes semblent fortement influencées par les biais du modèle atmosphérique.

#### 4.4.2 Apports d'un schéma de couche limite urbaine

Dans le but de quantifier les bénéfices que peut apporter un schéma de couche limite urbaine, une simulation a été réalisée en activant l'option TEB-SBL décrite dans la section 2.2.2. Cette simulation utilise la base de donnée EcoclimapI et le schéma de végétation ISBA 3-L (voir Table 4.3, configuration 5). Elle est contrainte par les mêmes conditions aux limites latérales et est initialisée de la même manière que la simulation de référence (voir Table 4.3, configuration 1). Elle se distingue uniquement par l'activation de l'option TEB-SBL.

On rappelle brièvement que cette option consiste en une discrétisation pronostique en six couches du canyon selon la verticale. Elle résout les profils verticaux des variables microclimatiques (vent, humidité, température, énergie cinétique turbulente) dans le canyon et les équations d'évolution de la température et de l'humidité de l'air font intervenir respectivement les contributions de chaleur et d'humidité qui proviennent des surfaces au sol et des murs. On rappelle également que dans cette paramétrisation, la température proche de la surface est réellement calculée à deux mètres au-dessus du sol tandis que dans la version TEB-HIST celle-ci est diagnostiquée à mi-hauteur du canyon.

Dans la suite de cette étude, la simulation de référence qui utilise la version historique du modèle TEB sera appelée TEB-HIST (et référencée HIST sur les graphes) et la simulation dans laquelle TEB-SBL est activé sera nommée TEB-SBL (et référencée SBL sur les graphes).

#### Bilan radiatif et bilan d'énergie

La Figure 4.20 compare les cycles diurnes des composantes du bilan d'énergie pour les simulations TEB-HIST, TEB-SBL et pour les observations.

L'activation du schéma de couche limite urbaine ne montre aucun effet sur le bilan radiatif ni sur les flux turbulents. Le LWu est légèrement plus important avec TEB-SBL qu'avec TEB-HIST ce qui traduit une température de surface un peu plus chaude. En revanche, une importante augmentation de la température de l'air proche de la surface apparaît dans la journée (+3.4 °C pour TEB-SBL contre +2.4 °C pour TEB-HIST en moyenne annuelle). Ceci s'explique par une contribution plus importante de cette température de surface trop élevée en journée. En effet, TEB-SBL permet un mélange de l'air dans le canyon plus important et donc des échanges accrus avec la surface. De plus, il a été mentionné précédemment qu'avec l'activation de l'option SBL, et la discrétisation verticale de la masse d'air dans le canyon, la température calculée à deux mètres au-dessus du sol, exactement. Dans la version HIST, la température est diagnostiquée à mi-hauteur du canyon, i.e. 10 m au-dessus du sol pour le point de grille associé au site du Monoprix (voir Annexe B), ce qui accroît la contribution des murs et du forçage atmosphérique par rapport à la contribution de la route.

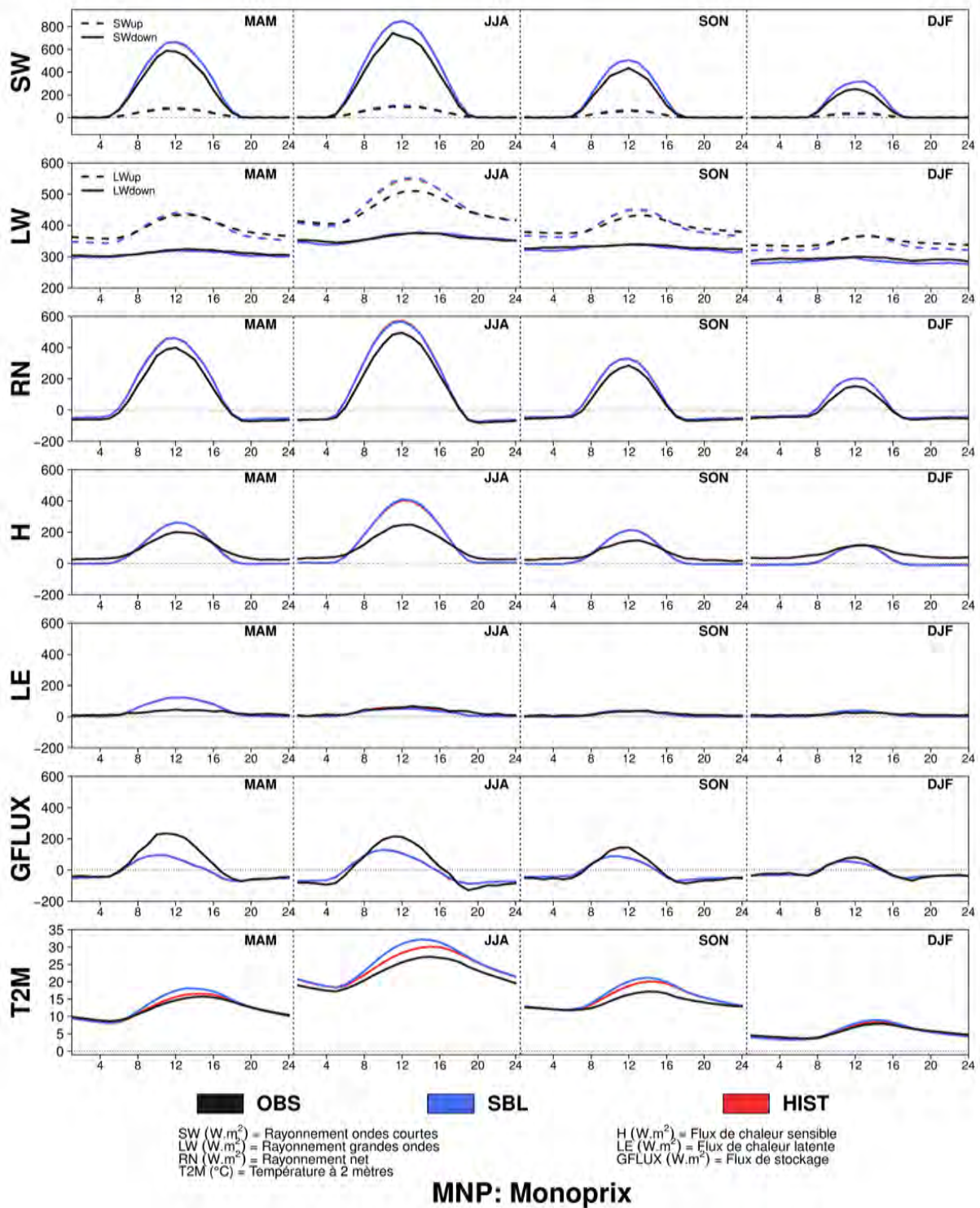


FIGURE 4.20: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$ , en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ , en  $W.m^{-2}$ ) pour le site du Monoprix.

Des tests en mode forcé (Annexe E.1) ont été réalisés afin de mieux comprendre le peu d'impact de

la paramétrisation TEB-SBL sur les flux turbulents et de mieux cibler l'origine de ce réchauffement de la température en journée :

### (1) Effet de la paramétrisation TEB-SBL

*Forçage atmosphérique in situ + Paramètres typo-morphologiques in situ*

En imposant les rayonnements incidents, en définissant la bonne géométrie de canyon et des propriétés radiatives correspondant aux paramètres réels du site, TEB-SBL montre une amplification du stockage de chaleur et une diminution du flux de chaleur sensible en journée, par rapport à TEB-HIST. La température radiative du couvert urbain est plus élevée, par conséquent LWu est plus fort et RN plus faible (Figure E.1), ce qui n'était pas observé dans la simulation AROME couplée. La T2M est plus chaude en journée avec TEB-SBL qu'avec TEB-HIST, mais le biais est moins important que dans la version couplée.

### (2) Effet du modèle AROME

*Forçage atmosphérique AROME + Paramètres typo-morphologiques in situ*

Les différences relevées entre TEB-SBL et TEB-HIST dans la configuration précédente, que ce soit sur les flux radiatifs ou les flux d'énergie, sont accentuées par le forçage AROME dont le rayonnement incident est fortement surestimé (Figure E.2). Il en est de même pour la T2M qui est bien plus chaude en journée avec TEB-SBL qu'avec TEB-HIST (+0.8 °C en moyenne par rapport à TEB-HIST contre +1.0 °C dans la simulation couplée).

### (3) Effet des paramètres de surface Ecoclimap

*Forçage atmosphérique in situ + Paramètres EcoI*

L'utilisation ou pas de TEB-SBL montre que la simulation des flux radiatifs et des flux d'énergie est peu sensible aux paramètres de surface (Figure E.3). En revanche, la T2M est nettement plus chaude en journée avec TEB-SBL qu'avec TEB-HIST (+0.7 °C en moyenne). Ce réchauffement s'explique par un canyon très ouvert dans EcoclimapI (rapport d'aspect de 0.55 contre 1.64 en réalité) qui, en journée, diminue les effets d'ombrage et favorise le réchauffement de l'air et de la route dans le canyon.

Ces simulations permettent de conclure que les flux turbulents sont d'abord dépendants de la base de données EcoclimapI plutôt que de du schéma TEB-HIST ou TEB-SBL et que le réchauffement induit par le schéma de couche limite urbaine sur la température à 2 mètre en journée résulte à la fois d'une synergie entre TEB-SBL et le forçage AROME, et d'une synergie entre TEB-SBL et les paramètres de surface issus de l'interpolation sur la grille AROME des données d'EcoclimapI.

### Températures à deux mètres et îlots de chaleur urbains

L'activation de l'option TEB-SBL n'ayant pas d'impact sur les températures rurales (rétroaction avec l'atmosphère négligeable), le signal observé sur les températures en milieu urbain se répercute directement sur l'îlot de chaleur urbain (présenté en Figure 4.21, les températures de l'air proche de la surface étant disponibles en Annexe E.4).

L'activation de l'option TEB-SBL ne modifie pas les températures nocturnes mais crée une augmentation de la température en journée. Cette augmentation est d'autant plus importante que la zone est urbanisée : +1.1 °C, +1.0 °C et 0.2 °C en moyenne sur les heures de jour (7H00-18H00) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 respectivement. Ce réchauffement trop important de la température urbaine, se traduit par des ICU nettement trop intenses en journée (voir Figure 4.21) et dégrade la représentation du cycle diurne (biais moyen annuel de 0.9 °C pour TEB-SBL contre 0.3 °C pour TEB-HIST pour l'UCZ2 par exemple).

En conclusion, l'activation de l'option TEB-SBL augmente la température à deux mètres en journée et ce réchauffement se répertorie sur les ICU qui sont alors trop intenses. Ce réchauffement s'explique d'une part par une synergie entre l'option TEB-SBL et le rayonnement incident trop important dans AROME et d'autre part par l'agrégation des données typo-morphologiques d'Eco-climapI qui produit des paramètres, tels que la densité de bâtiments et le rapport d'aspect, trop imprécis pour ce cas d'étude.

#### 4.4.3 Etude des interactions à l'intérieur du canyon urbain

Les sections précédentes ont permis d'investiguer la sensibilité des résultats au choix des paramètres de surface (EcoclimapI ou EcoclimapII), à la version du schéma de végétation (ISBA-DIF ou ISBA 3-L), et à la paramétrisation de la couche d'air dans le canyon (TEB-HIST ou TEB-SBL).

On cherche ici à évaluer l'apport potentiel de deux paramétrisations intégrées récemment dans TEB : TEB-GARDEN pour la représentation de la végétation urbaine dans la rue en interaction avec le bâti environnant (voir Table 4.3, configuration 6), et TEB-BEM pour le calcul d'un bilan d'énergie interne du bâtiment et la prise en compte des rejets de chaleur et d'humidité sur le microclimat dans la rue (voir Table 4.3, configuration 8).

##### 4.4.3.1 Apports d'une végétation urbaine interactive

L'activation de TEB-GARDEN (voir section 2.2.2) permet d'inclure la végétation basse dans le canyon urbain sous la forme d'une fraction d'occupation du sol et de modéliser les interactions à l'échelle du canyon entre la route, les bâtiments, et la végétation urbaine. La simulation de référence appelée TEB-HIST (ou HIST sur les graphiques) a donc été comparée à cette nouvelle version du



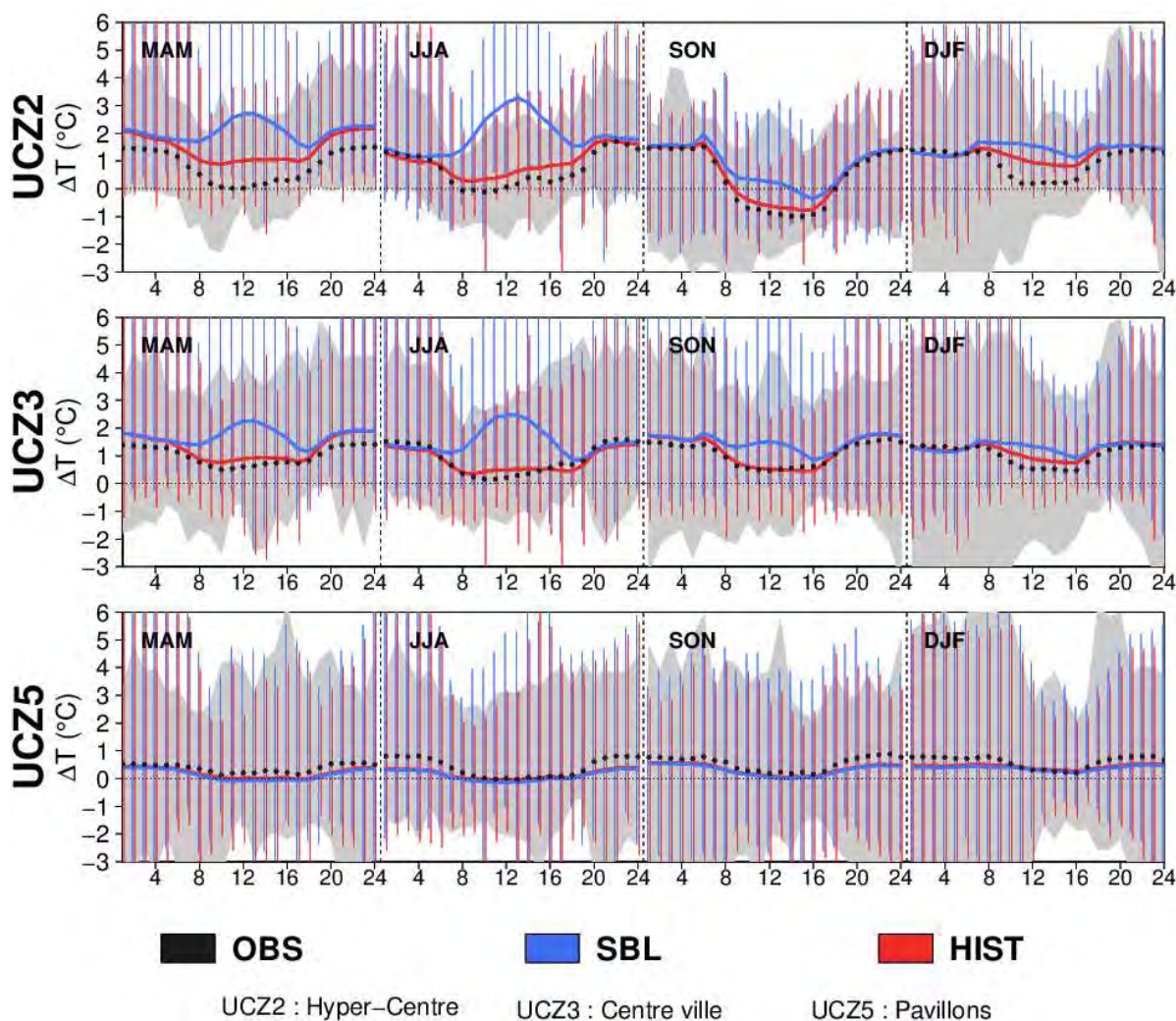


FIGURE 4.21: Cycles diurnes des anomalies moyennes de températures à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}C$ ) entre les UCZ2, UCZ3 ou UCZ5 et la température rurale pour les quatre saisons.

modèle TEB appelée TEB-GARDEN. Les configurations de simulation étant par ailleurs identiques (EcoclimapI, ISBA 3-L, mêmes initialisation et conditions aux limites), seule la sensibilité à l'option TEB-GARDEN et les éventuelles rétroactions avec l'atmosphère sont testées. Les options TEB-SBL et TEB-GARDEN seront associées dans un deuxième temps, ce qui permettra de tester la synergie entre les deux paramétrisations.

### Bilan radiatif et bilan d'énergie

La Figure 4.22 compare les cycles diurnes des composantes du bilan d'énergie pour les simulations TEB-HIST, TEB-GARDEN et pour les observations.

Les rayonnement incidents ne sont pas modifiés et peu de modifications sont observées sur les autres

variables. Le rayonnement infrarouge montant est légèrement plus important en journée avec TEB-GARDEN. Le partitionnement entre flux de chaleur latente (LE) et flux de chaleur sensible (H) n'est modifié qu'au printemps (MAM) : le flux de chaleur sensible est augmenté au détriment du flux de chaleur latente.

### Températures à deux mètres et îlots de chaleur urbains

Seuls les résultats pour les îlots de chaleur urbains sont présentés (voir Figure 4.23), TEB-GARDEN n'ayant pas d'impact sur la température en milieu rural. Les résultats pour les températures de l'air proche de la surface sont disponibles en Annexe F.

La température de l'air est plus élevée tout au long de la journée avec l'option GARDEN, en raison de la méthode d'agrégation de la température à l'échelle de la maille AROME. Dans TEB-HIST, TEB (pour les surfaces artificielles) et ISBA (pour les surfaces naturelles) calculent chacun une température à deux mètres qui est ensuite agrégée à l'échelle de la maille en proportion des fractions respectives de surfaces artificielles et de surfaces naturelles. Lorsque TEB-GARDEN est activé, une part de la végétation naturelle est incluse dans le canyon urbain et traitée par TEB comme de la végétation urbaine. Lors de l'agrégation de la températures à l'échelle de la maille AROME, le poids de chacun des modèles TEB et ISBA s'en trouve modifié.

Dans le cas présent, la végétation urbaine rafraîchit peu l'air ambiant du canyon dans TEB-GARDEN. La fraction de zones urbaines étant plus importante que dans TEB-HIST, la température moyenne est plus élevée à l'échelle de la maille. Cette augmentation est plus marquée dans les zones où la proportion de végétation urbaine est importante par rapport à la végétation naturelle i.e. dans les zones les plus urbanisées. Dans les UCZ2 et UCZ3 la végétation urbaine représente en moyenne 28 % de la maille totale. Il en résulte des îlots de chaleurs urbains plus intenses avec TEB-GARDEN qu'avec TEB-HIST, et des biais plus importants pour UCZ2 et UCZ3 (biais moyens annuels de 0.5 et 0.4 °C respectivement contre 0.3 et 0.1 °C pour TEB-HIST).

### Impact de la paramétrisation TEB-SBL pour la végétation interactive

Les options TEB-SBL et TEB-GARDEN peuvent être associées (voir section 2.2.2 et Table 4.3, configuration 7). Dans ce cas, ce sont les conditions atmosphériques correspondant aux variables microclimatiques du niveau le plus proche de la surface qui sont utilisées pour modéliser les interactions avec la végétation urbaine. Les courbes montrant l'évolution des îlots de chaleur urbains issus de cette association (référéncée SBL+GARDEN) sont présentées sur la Figure 4.24.

Les biais issus de chacune des paramétrisations semblent s'additionner produisant des températures trop chaudes et donc des îlots de chaleur urbains surestimés la nuit (contribution de TEB-GARDEN) et nettement trop intenses en journée (contribution commune de TEB-SBL et TEB-GARDEN). Si l'on prend l'exemple de l'hyper-centre (UCZ2), l'ICU moyen annuel est surestimé de 0.6 °C pendant la nuit et de 1.9 °C pendant la journée.

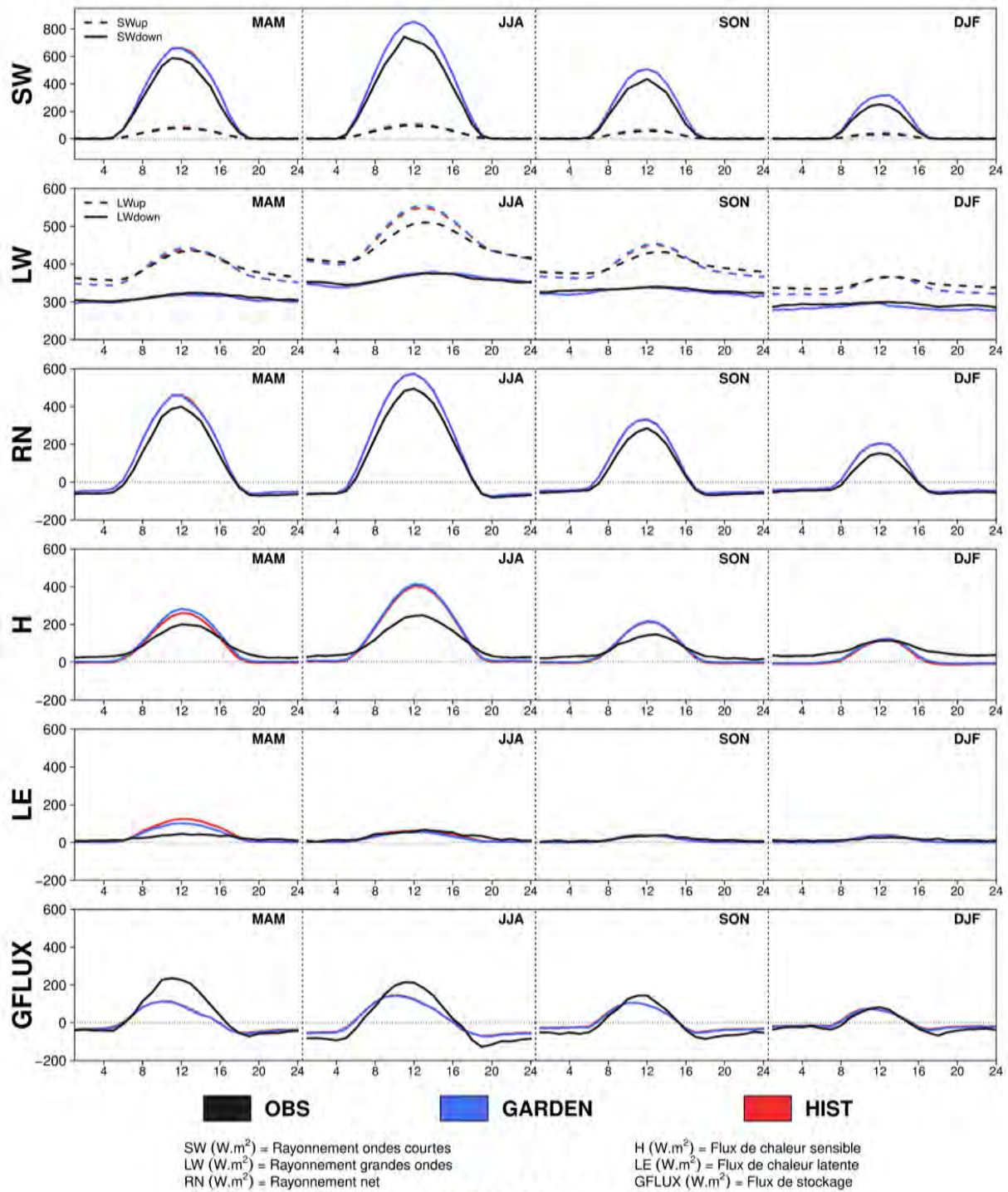


FIGURE 4.22: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$ , en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ , en  $W.m^{-2}$ ) pour le site du Monoprix.

En conclusion, si l'option TEB-GARDEN semble proposer a priori une représentation plus réaliste des échanges urbains entre les bâtiments, la route et la végétation urbaine, elle induit une



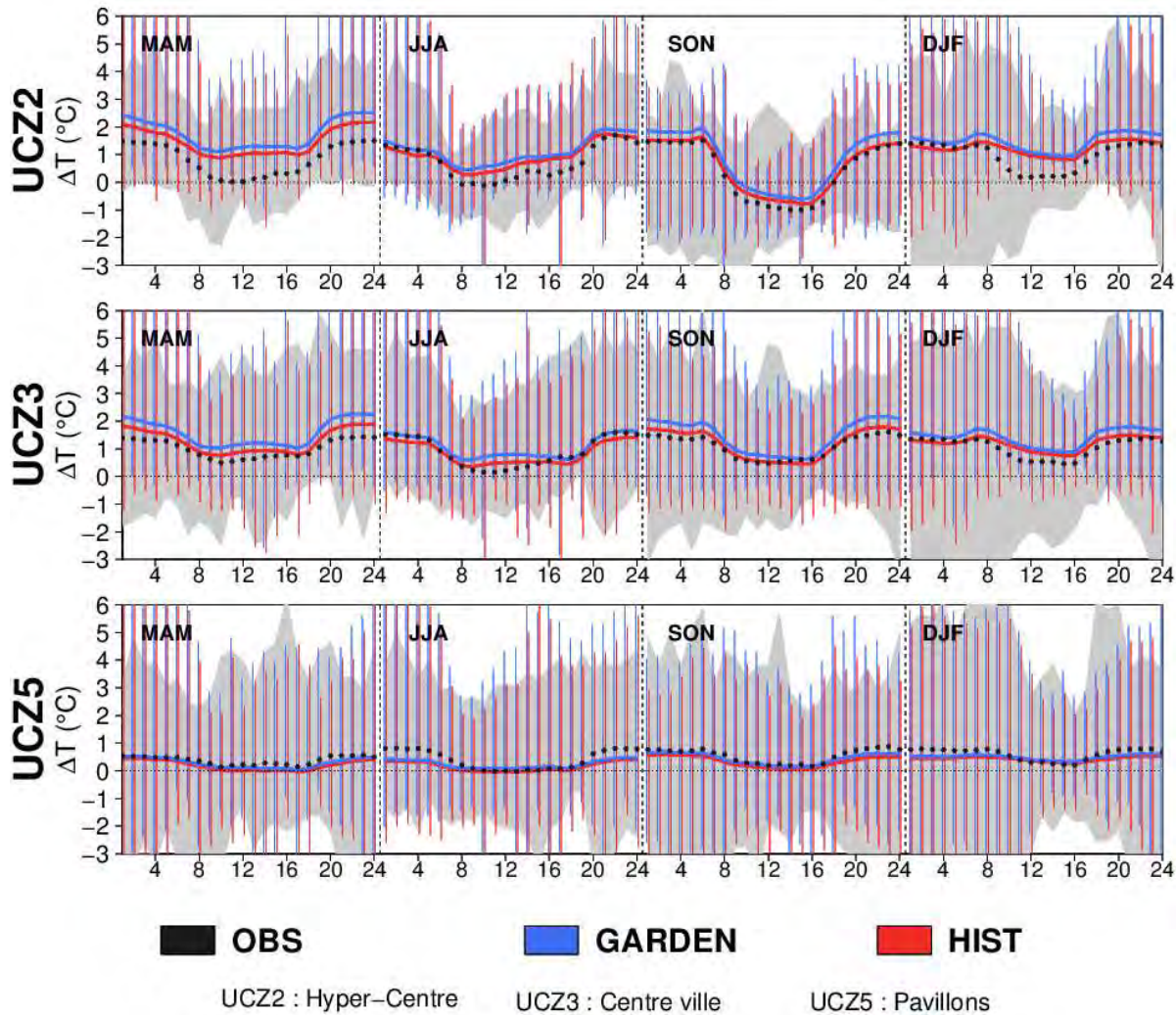


FIGURE 4.23: Cycles diurnes des anomalies moyennes de températures à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}C$ ) entre les UCZ2, UCZ3 ou UCZ5 et la température rurale pour les quatre saisons.

augmentation de la température à l'échelle de la maille. Dans ce cas d'étude particulier, cette augmentation dégrade les scores puisque la version historique surestime la température par rapport aux observations.

#### 4.4.3.2 Apport d'une modélisation de l'énergétique du bâtiment

Le modèle d'énergétique du bâtiment BEM permet de modéliser le bilan d'énergie interne des bâtiments, le fonctionnement de systèmes de climatisation et de chauffage, et les échanges entre le bâtiment et l'air extérieur. C'est une option de TEB qui est particulièrement intéressante pour les études de stratégies d'adaptation des villes puisqu'elle permet de calculer les consommations d'énergie des bâtiments liées à l'usage du chauffage et de la climatisation et donc de comparer l'efficacité de différents leviers d'action. Néanmoins, cette version du modèle requiert plus de données d'entrée

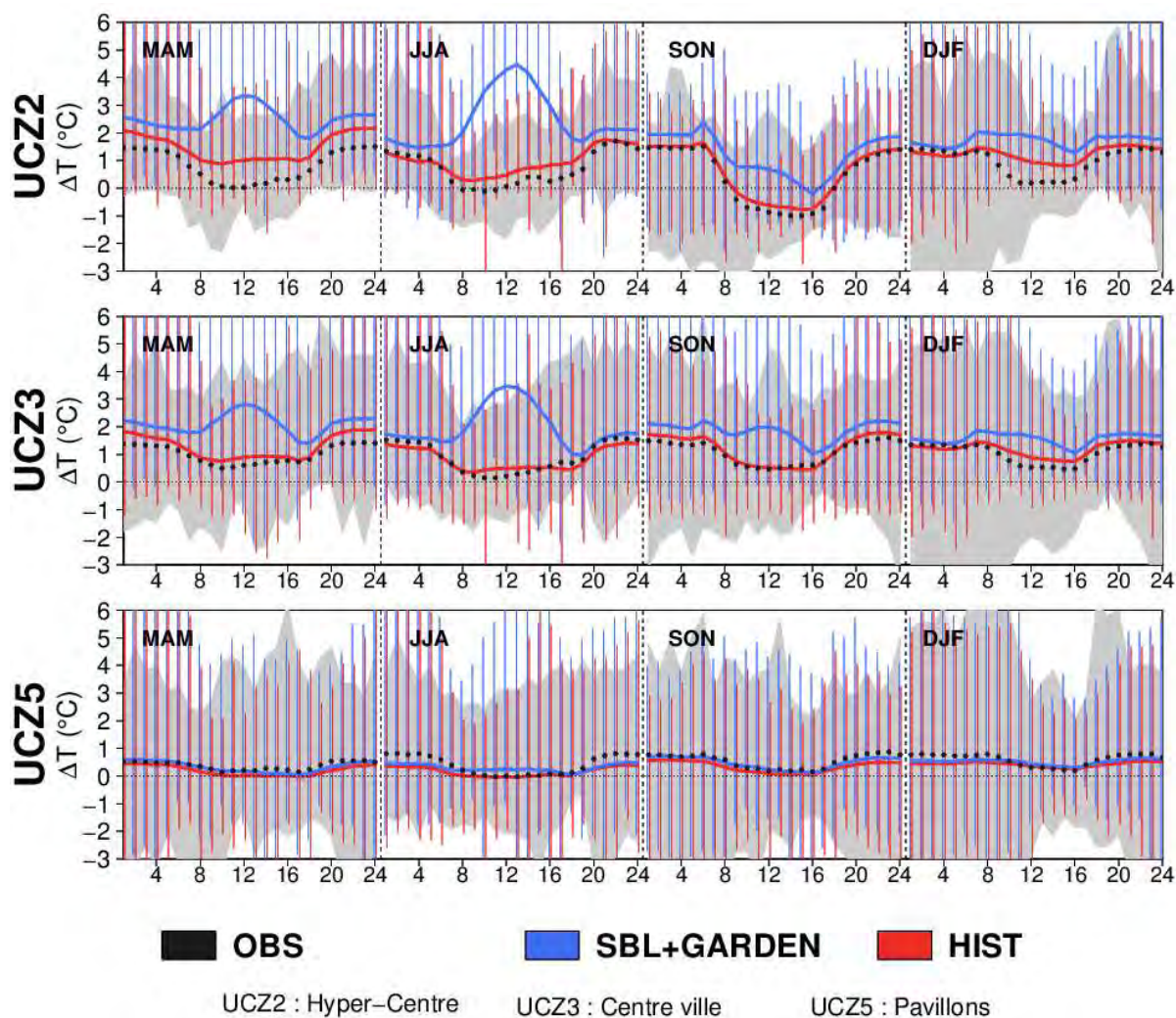


FIGURE 4.24: Cycles diurnes des anomalies moyennes de températures à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) entre les UCZ2, UCZ3 ou UCZ5 et la température rurale pour les quatre saisons.

pour qualifier le bâtiment, les équipements et le type d'usage et d'occupation.

Pour cette étude, l'objectif est d'évaluer l'apport potentiel de BEM, et son influence sur la modélisation des flux turbulents et de l'îlot de chaleur urbain. Dans sa version par défaut utilisée ici, les températures de consignes sont fixées à  $19^{\circ}\text{C}$  pour le chauffage et  $24^{\circ}\text{C}$  pour la climatisation. Une fraction de vitrage de 30 % est également spécifiée. Initialement, le choix a été fait de s'appuyer sur la version supposée la plus sophistiquée, à savoir avec le modèle de couche limite de surface et la végétation interactive. On compare donc les cas sans (TEB-SBL+GARDEN, voir Table 4.3, configuration 7) et avec activation de BEM (TEB-SBL+GARDEN+BEM, voir Table 4.3, configuration 8). Malheureusement, les résultats précédents ont montré des biais importants résultant principalement de l'utilisation de TEB-SBL, et dans une moindre mesure de TEB-GARDEN, qui masquent l'analyse de la sensibilité au module BEM.

### Bilan radiatif et bilan d'énergie

L'utilisation de BEM ne modifie pas les termes du bilan radiatif. Les propriétés radiatives des surfaces du canyon étant les mêmes dans les deux configurations, le rayonnement solaire montant est identique et la faible augmentation nocturne du rayonnement infrarouge montant est attribué à une augmentation de la température de surface.

Par contre quelle que soit la saison considérée, les rejets liés à l'utilisation du chauffage ou de la climatisation produisent une augmentation du flux sensible tout au long de la journée (+16 W m<sup>-2</sup> en moyenne annuelle). En adéquation avec les observations, ce flux reste positif la nuit essentiellement grâce à l'activation du chauffage. On note également une diminution en journée du flux de stockage de chaleur (-13 W m<sup>-2</sup>) qui s'explique par la part de vitrages sur les façades des bâtiments dans l'option BEM qui réduit la capacité de stockage des infrastructures urbaines par rapport à TEB-HIST.

### Températures à deux mètres et îlots de chaleur urbains

L'effet principal de l'activation de BEM est un renforcement de l'intensité de l'îlot de chaleur urbain nocturne pour UCZ2 et UCZ3 (Figure 4.26, températures présentées en Annexe G). En rajoutant le chauffage et la climatisation et en introduisant des échanges d'air (ventilation, infiltration) entre le bâtiment et l'air du canyon, BEM réchauffe l'air dans la rue, en particulier pendant la nuit où le mélange turbulent avec l'atmosphère au-dessus est limité. L'effet est plus marqué en hiver, en raison d'importants rejets de chaleur liés au chauffage.

En conclusion, la présence d'un flux de chaleur sensible positif la nuit témoigne d'une meilleure représentation de certains processus physiques qui s'accompagne *a contrario* d'une dégradation des scores pour les températures.

L'activation des paramétrisations avancées de TEB (SBL, GARDEN et BEM), en dégradant les scores, souligne la nécessité d'améliorer la représentation des zones urbaines. Il faudrait dès lors disposer d'une résolution plus fines, limitant l'agrégation des paramètres de surface, ou d'une base de données comportant des paramètres plus en accord avec la typo-morphologie de la ville de Toulouse. Dans la suite de chapitre, les bénéfices d'une résolution plus haute sont présentés.

## 4.5 Sensibilité à la résolution horizontale

Dans cette dernière partie, on souhaite étudier l'apport d'une résolution spatiale plus fine pour la simulation AROME en passant de 2.5 à 1.3 km de résolution, nouvelle résolution de la version opérationnelle AROME pour la prévision numérique du temps sur la France.

Les sections 4.3.2 et 4.4 ont mis en lumière la sensibilité des résultats aux données de surface, que ce soit l'occupation du sol, les propriétés radiatives de la végétation et des surfaces urbaines et les para-



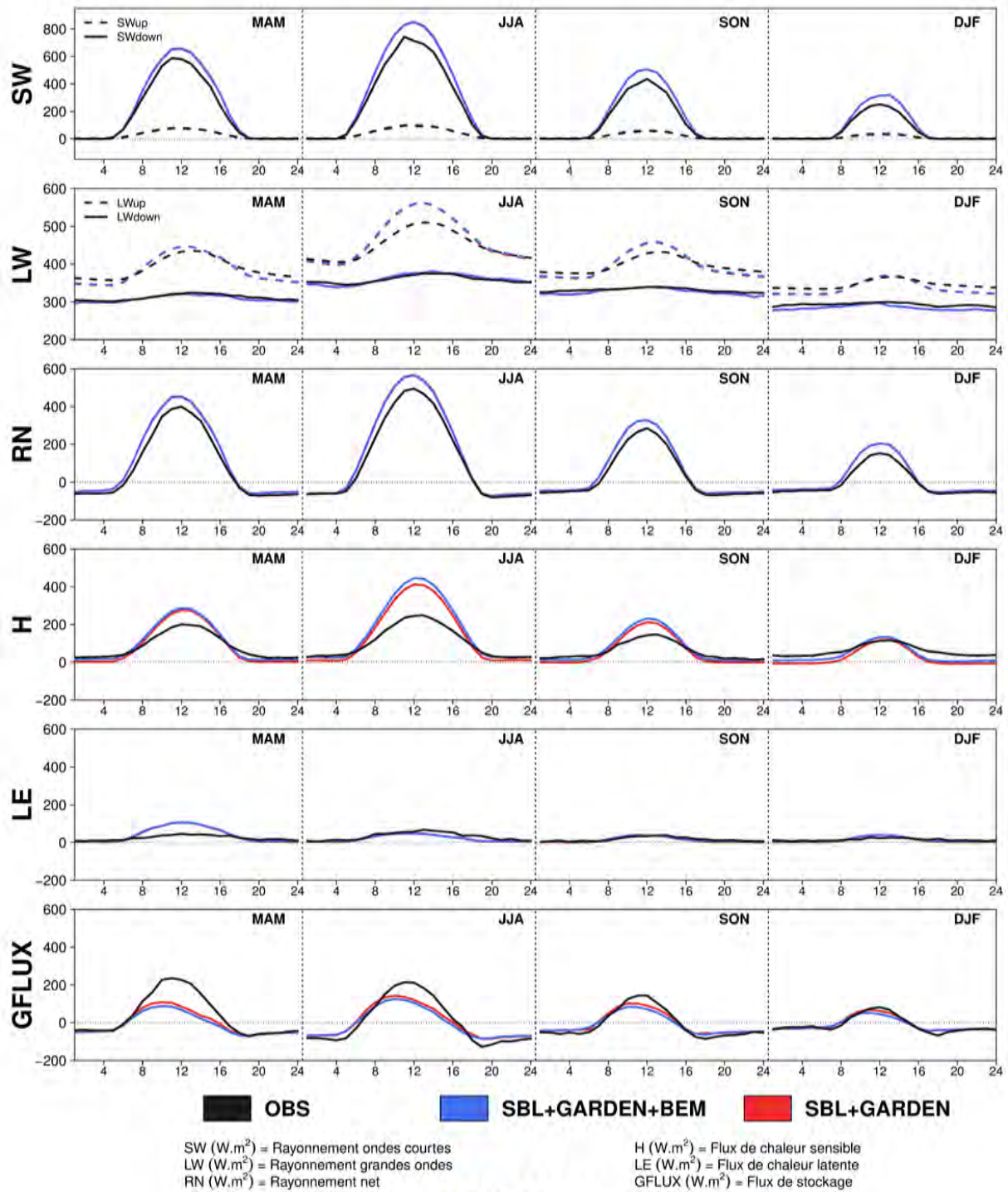


FIGURE 4.25: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$ , en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ , en  $W.m^{-2}$ ) pour le site du Monoprix.

mètres typo-morphologique du canyon urbain. L'illustration présentée en début de chapitre traduit l'apport que peut avoir une augmentation de la résolution horizontale. Celle-ci permet d'une part

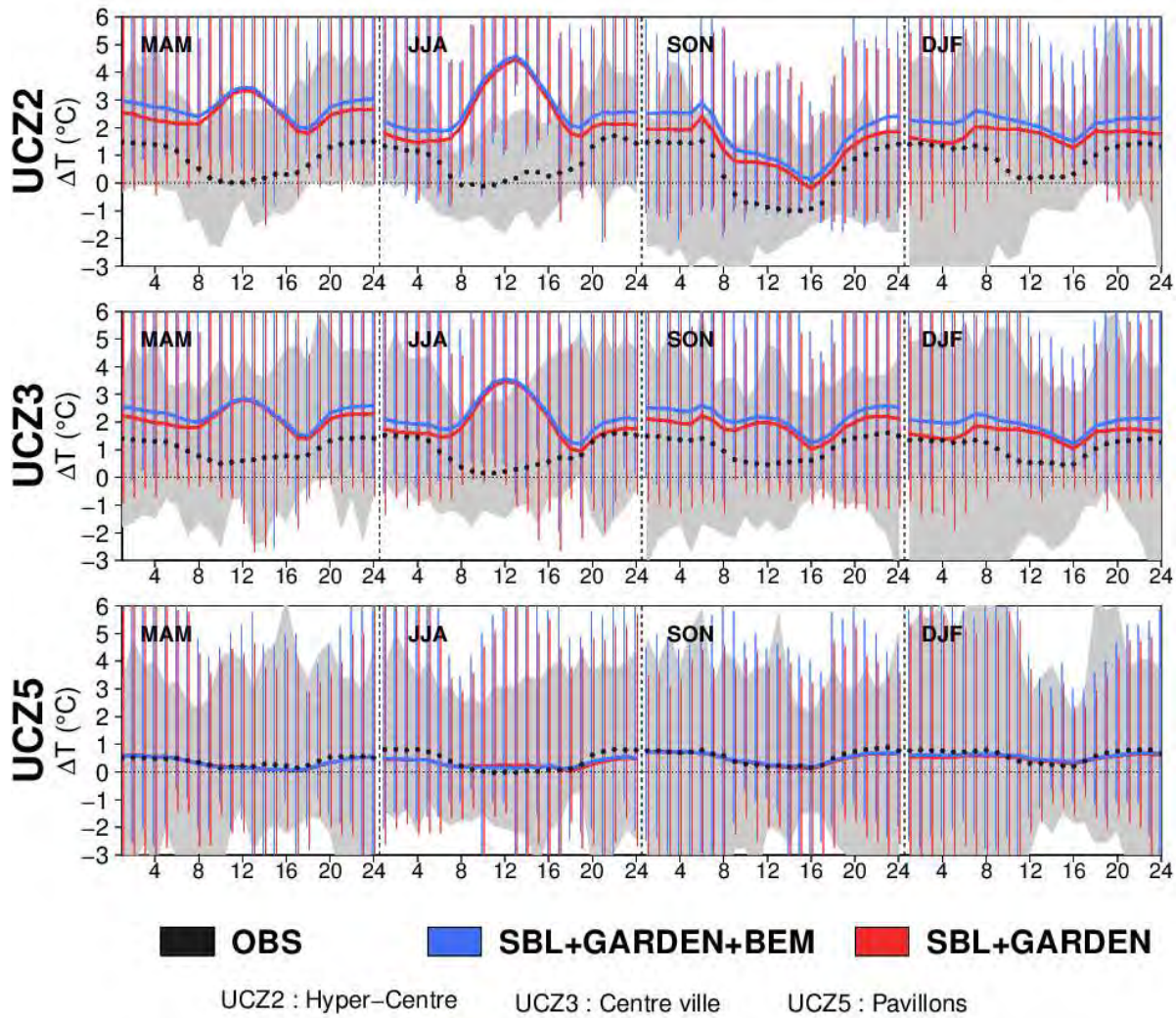


FIGURE 4.26: Cycles diurnes des anomalies moyennes de températures à deux mètres ( $T2M$  en  $^{\circ}C$ ) entre les UCZ2, UCZ3 ou UCZ5 et la température rurale pour les quatre saisons.

une meilleure description de la surface et d'autre part une meilleure représentation des phénomènes physiques (Brousseau et al., 2016). Ce double bénéfice est évalué dans cette section afin d'estimer les apports de la résolution opérationnelle à 1.3 km dans une approche de modélisation climatique. Cette étude reprend la chaîne de modélisation présentée au début de ce chapitre. Le modèle AROME à 2.5 km de résolution horizontale reste utilisé pour la descente d'échelle depuis les prévisions sur le domaine France vers le domaine Sud-Ouest. Cette simulation permet ensuite de contraindre latéralement la nouvelle simulation à 1.3 km de résolution sur le domaine centré sur Toulouse. La configuration de surface est la configuration par défaut associant TEB-HIST, ISBA-3L et Ecoucli-mapI (voir Table 4.3, configuration 9). La simulation fait d'abord l'objet d'une évaluation générale (basée sur les observations en dehors de la ville) avant d'être exploitée pour quantifier l'apport de la résolution plus fine dans la représentation des processus urbains.

### 4.5.1 Évaluation générale

Cette évaluation reprend la même étude que celle réalisée pour la simulation de référence à 2.5 km de résolution horizontale. Les conditions aux limites latérales étant identiques entre les simulations AROME 2.5km et AROME 1.3km peu de modifications sont attendues sur la modélisation des taux de précipitations et des rayonnements solaire et infrarouge incidents. Le domaine restreint autour de Toulouse est en effet trop petit pour s'affranchir du signal latéral. On présente les températures à deux mètres et les bilans radiatif (au Fauga) et énergétique (à Saint-Sardos) en zones rurales. On rappelle que lorsque l'évaluation porte sur des stations locales, la comparaison avec le modèle AROME utilise les variables simulées au point de grille le plus proche de la station considérée. Pour faciliter la comparaison, les résultats de l'évaluation de la simulation de référence à 2.5 km sont également présentés. On fera référence aux différentes simulations en précisant explicitement la résolution.

#### Taux de précipitation, rayonnement incidents et températures à deux mètres

La Table 4.5 présente l'intégralité des scores portant sur l'évaluation des taux de précipitations (Précipitations), des rayonnements solaire (SWd) et infrarouge (LWd) descendants. Le taux de précipitation qui était déjà bien représenté par la simulation AROME 2.5km, reste correctement modélisé par la simulation à 1.3km avec des biais généralement compris entre -0.5 et +0.5 mm jr<sup>-1</sup>. Pour les saisons DJF et JJA, le taux de précipitations moyen à l'échelle du domaine reste un peu trop faible avec 0.92 mm jr<sup>-1</sup> pour AROME 1.3km et 1.02 mm jr<sup>-1</sup> pour AROME 2.5km contre 1.27 mm jr<sup>-1</sup> pour les observations (COMEPHORE). On note également une sous-estimation du minimum et du maximum local pour les deux résolutions.

La couverture nuageuse trop faible dans AROME 2.5km n'est pas améliorée avec un déficit de nuages bas de -7% dans AROME 1.3km. Il en résulte peu de changements concernant les rayonnements solaire et infrarouge incidents. Le biais pour les deux résolutions sont proches à la fois pour le site du Fauga (FA) et pour le site de Saint-Sardos (SA).

#### Températures à deux mètres

On a vu précédemment que pour chacune des mailles du modèle deux températures distinctes sont calculées : une température pour les zones urbaines issue du modèle TEB et une température pour les zones naturelles issue du modèle ISBA. Ces deux températures sont ensuite agrégées à l'échelle de la maille en tenant compte des proportions respectives de zones urbaines et de zones naturelles. Dans ce paragraphe, on choisit de se concentrer sur la température issue d'ISBA uniquement. Ce choix est justifié par les différences de fraction d'urbanisation entre les simulations AROME 2.5km et AROME 1.3km. A Blagnac et à Montauban on note par exemple une augmentation respective de 12% et 40% de l'urbanisation à l'échelle de la maille.



Variables		OBS	AROME 2.5km	AROME 1.3km
Précipitations (DJF)	(min/max - moy)	0.60/4.26 - 1.27	0.15/2.99 - 1.02	0.09/2.32 - 0.92
Précipitations (JJA)	(min/max - moy)	0.54/2.25 - 1.19	0.09/1.88 - 0.88	0.04/1.80 - 0.75
SWd (FA/SA)	(biais)	-	+57/+34	+58/+37
LWd (FA/SA)	(biais)	-	-9/-11	-11/-13
Nuages bas	(AROME - UERRA)	-	-6%	-7%
Trurale (jour/nuit)	(biais)	-	0.60/0.02	0.60/0.18

TABLE 4.5: Scores récapitulatifs de l'évaluation des simulations AROME 2.5km et AROME 1.3km représentants : pour le taux de précipitation saisonnier moyen (Pluies, en  $\text{mm jr}^{-1}$ ), les valeurs minimales, maximales et moyennes sur le domaine ; pour le SWd et LWd (en  $\text{W m}^{-2}$ ), les biais par rapport aux observations au Fauga (FA) et à Saint-Sardos (SA) ; pour les nuages, les biais (en %) par rapport à UERRA ; pour Trurale (en  $^{\circ}\text{C}$ ), les biais par rapport aux observations des stations en zones rurales.

La Table 4.5 présente pour cette température rurale les biais sur les heures de jours (7H00 - 18H00) et sur les heures des nuit (19H00 - 6H00) pour les deux résolutions. Le cycle diurne reste bien représenté avec la résolution à 1.3km. La surestimation de la température en journée pendant l'été et à l'automne est cependant toujours présente (biais de  $+0.60^{\circ}\text{C}$  pour les deux simulations). On observe une légère augmentation de la température nocturne par rapport à AROME 2.5km ( $+0.16^{\circ}\text{C}$ ).

### Bilan radiatif et bilan d'énergie de surface

La Figure 4.27 présente les cycles diurnes des composantes du bilan radiatif pour le site du Fauga (FA). La faible nébulosité reproduite par AROME 1.3km induit de nouveau un rayonnement solaire incident (SWd) trop important et un rayonnement infrarouge incident (LWd) trop faible.

Le biais positif sur le SWd entraîne toujours une surestimation du rayonnement solaire montant (SWu) calculé à partir de l'albédo de la surface ( $+3 \text{ W m}^{-2}$  en moyenne annuelle). Le rayonnement infrarouge montant (LWu) qui était nettement trop fort en journée ( $+8 \text{ W m}^{-2}$  en moyenne annuelle) dans AROME 2.5km est mieux représenté avec un biais de  $+8 \text{ W m}^{-2}$ . Cela s'explique par une meilleure représentation de la végétation et notamment par l'absence de sol nu dans la simulation AROME 1.3km (voir Annexe B). On rappelle que le sol nu chauffe davantage que la végétation, et induit une température de surface à l'échelle de la maille plus élevée (et donc un LWu plus fort) dans le modèle. Cette plus grande proportion de végétation limite cependant le refroidissement nocturne et induit des températures à deux mètres plus chaudes dans AROME 1.3km ( $+0.9^{\circ}\text{C}$ ) que dans AROME 2.5km ( $+0.6^{\circ}\text{C}$ ).

Pour le site de Saint-Sardos, l'augmentation de la résolution horizontale n'améliore ni ne dégrade



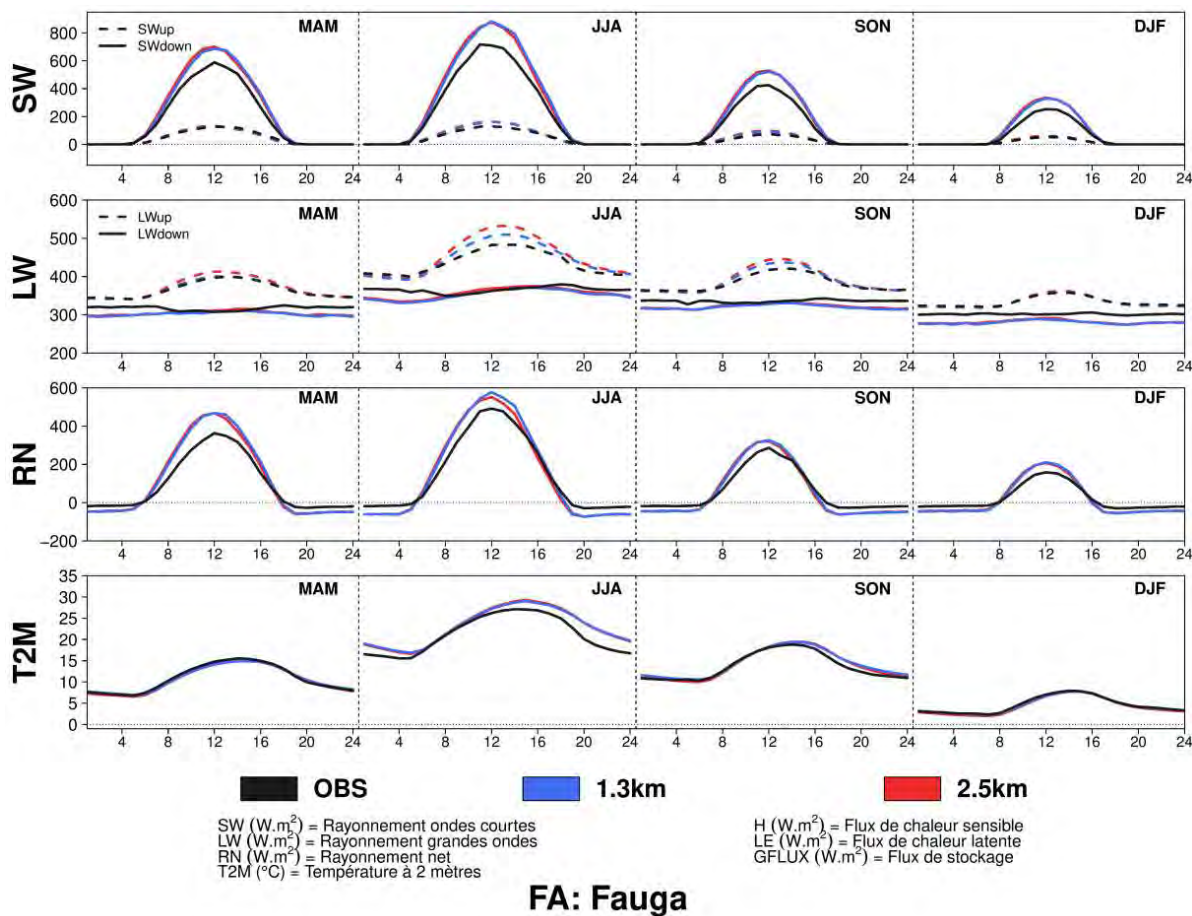


FIGURE 4.27: Cycles diurnes des différentes composantes du bilan radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$  en  $W.m^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres ( $T2M$  en  $^{\circ}C$ ) pour les quatre saisons et pour le site du Fauga.

la description de la surface au point de grille AROME considéré. Les paramètres de surface étant identiques, peu de différences apparaissent entre les simulations à 1.3km et à 2.5km de résolution. Dans la simulation à plus haute résolution, le flux de chaleur sensible semble toutefois légèrement privilégié au dépend du flux de chaleur latente (voir Figure 4.28). Ceci a pour résultat d'accentuer les biais du modèle qui sont dus à l'irrigation présente sur le site de Saint-Sardos. Les biais moyens annuels atteignent  $+29 W m^{-2}$  (au lieu de  $+24 W m^{-2}$  pour AROME 2.5km) pour le flux de chaleur sensible et  $-20 W m^{-2}$  (au lieu de  $-14 W m^{-2}$  pour AROME 2.5km) pour le flux de chaleur latente. Les températures à deux mètres sont équivalentes dans les deux simulations.

En conclusion, le passage de la résolution 2.5km à la résolution opérationnelle (1.3km) conserve la modélisation correcte du taux de précipitations. Celle-ci ne diminue ni la surestimation du rayonnement solaire incident ni la sous-estimation du rayonnement infrarouge incident qui sont de nouveau

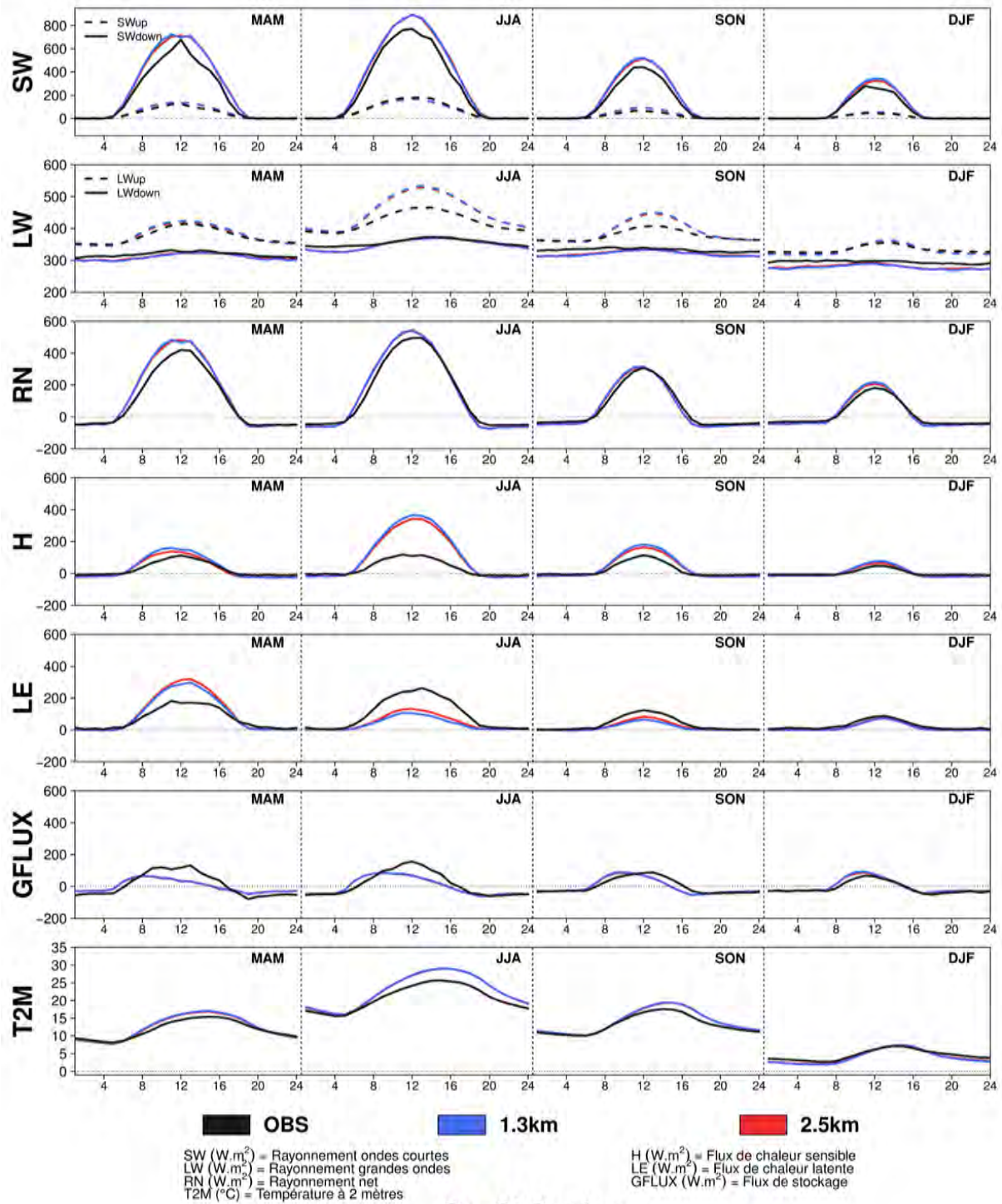


FIGURE 4.28: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif (SW, LW, RN, en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique (H, LE, G, en  $W.m^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres (T2M en  $^{\circ}C$ ) pour les quatre saisons et pour le site de Saint-Sardos.

attribués à une couverture nuageuse trop faible. La meilleure description de la surface pour le site du Fauga permet cependant une amélioration du rayonnement infrarouge montant. Dans les zones rurales, la température de l'air à deux mètres, qui n'est pas modifiée en journée mais qui est plus chaude la nuit dans la simulation à plus haute résolution, pourrait influencer l'intensité de l'îlot de chaleur urbain nocturne.

### 4.5.2 Représentations des processus urbains

L'augmentation de la résolution s'accompagne, comme en milieu rural, d'une meilleure description des caractéristiques de surface pour les sites urbains. A titre d'exemple, le point de grille AROME correspondant au site du Monoprix, dont les caractéristiques sont présentées en détail dans l'Annexe B, possède des fractions de ville, de bâtiment et de route plus proches de la réalité dans la simulation AROME 1.3km que dans la simulation AROME 2.5km. Celles-ci sont respectivement de 0.90 (0.63), 0.45 (0.38) et 0.55 (0.62) pour AROME 1.3km (AROME 2.5km) et estimé à 1.00, 0.68 et 0.32 dans la réalité. Ces modifications sont à même de modifier la modélisation des flux turbulents dans les zones urbaines. Ce paragraphe compare donc la simulation du bilan d'énergie pour le site du Monoprix et la modélisation des températures urbaines et îlots de chaleur urbains pour les stations urbaines dans AROME 1.3km et AROME 2.5km.

#### Bilan radiatif et bilan d'énergie

La Figure 4.29 compare les cycles diurnes des composantes du bilan d'énergie pour les simulations AROME 1.3km, AROME 2.5km et pour les observations.

Les propriétés radiatives (albédo, émissivité) des surfaces urbaines étant indépendantes de la résolution horizontale, le bilan radiatif est peu modifié. La seule différence entre les deux simulations réside dans l'augmentation du rayonnement infrarouge montant dans AROME 1.3km qui traduit d'une température de surface plus élevée.

Les effets de la résolution sont plus visibles sur les flux turbulents. En journée, la fraction plus réduite de végétation dans AROME 1.3km limite le flux de chaleur latente et accroît les flux de chaleur sensible et de stockage de chaleur. Ces modifications dégradent cependant la représentation des flux par rapport aux observations. On note que l'augmentation du flux de stockage de chaleur induit une augmentation de la température de surface responsable du rayonnement infrarouge montant plus important. La nuit, le flux de chaleur latente n'est pas impacté par l'augmentation de résolution. On observe en revanche une amélioration de la représentation du flux de chaleur sensible et du flux de stockage de chaleur. Cette amélioration est la plus marquée en JJA avec des biais moyens sur les heures de nuit passant pour le flux de chaleur sensible de  $-26 \text{ W.m}^{-2}$  pour AROME 2.5km à  $-7 \text{ W.m}^{-2}$  pour AROME 1.3km et pour le flux de stockage de chaleur de  $+44 \text{ W.m}^{-2}$  pour AROME 2.5km à  $+27 \text{ W.m}^{-2}$  pour AROME 1.3km.

#### Températures à deux mètres

La Figure 4.30 compare les cycles diurnes moyens de la température à deux mètres (T2M) mesurées par les stations urbaines et simulées avec AROME 1.3km et AROME 2.5km. Les différences étant limitées, il n'est pas aisé de capturer l'ensemble des modifications apportées par l'augmentation



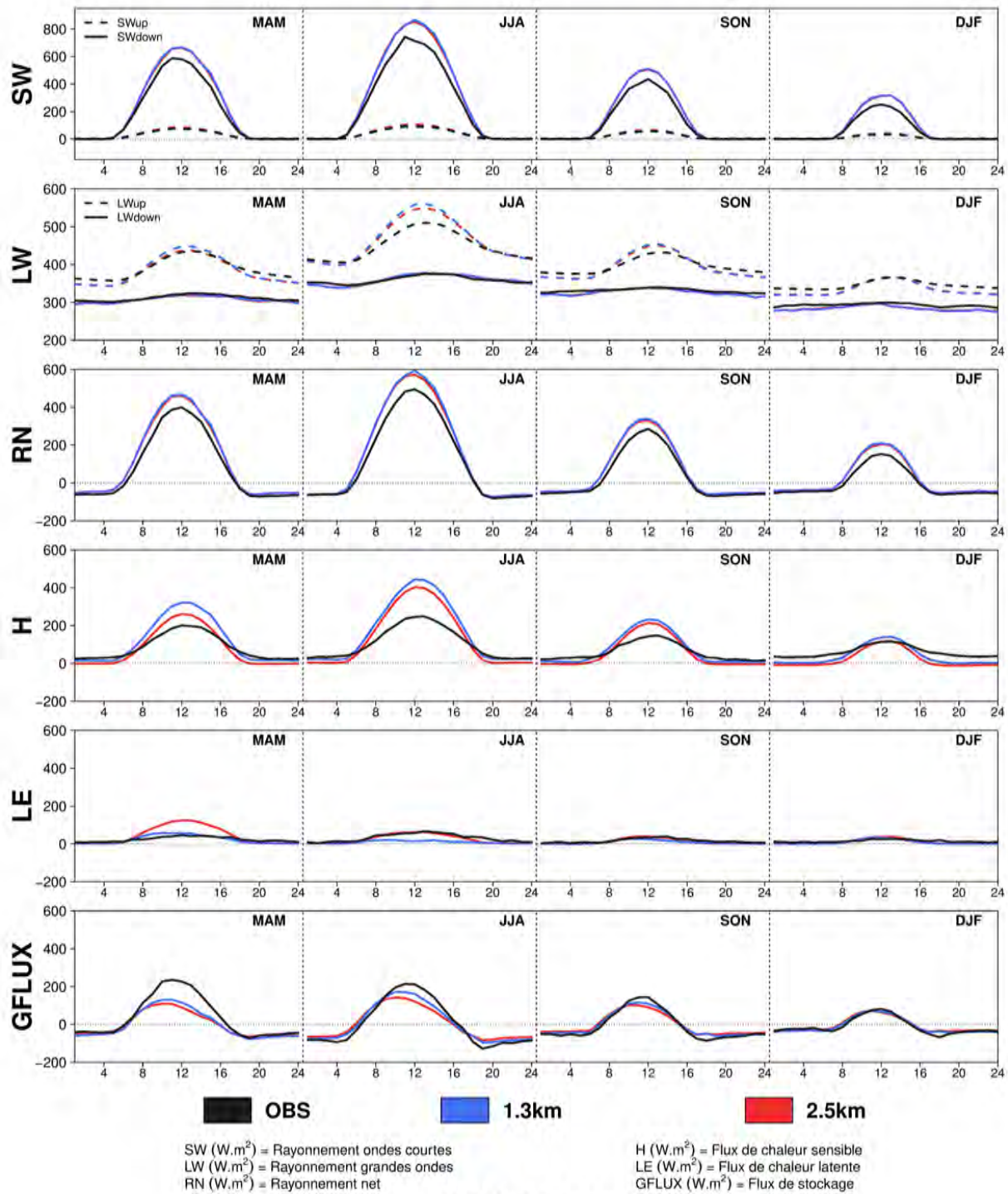


FIGURE 4.29: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$ , en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ , en  $W.m^{-2}$ ) pour le site du Monoprix.

de la résolution. Pour plus de visibilité, la Figure 4.31 présente les biais moyens des deux simulations par rapport aux observations pour les trois UCZ.

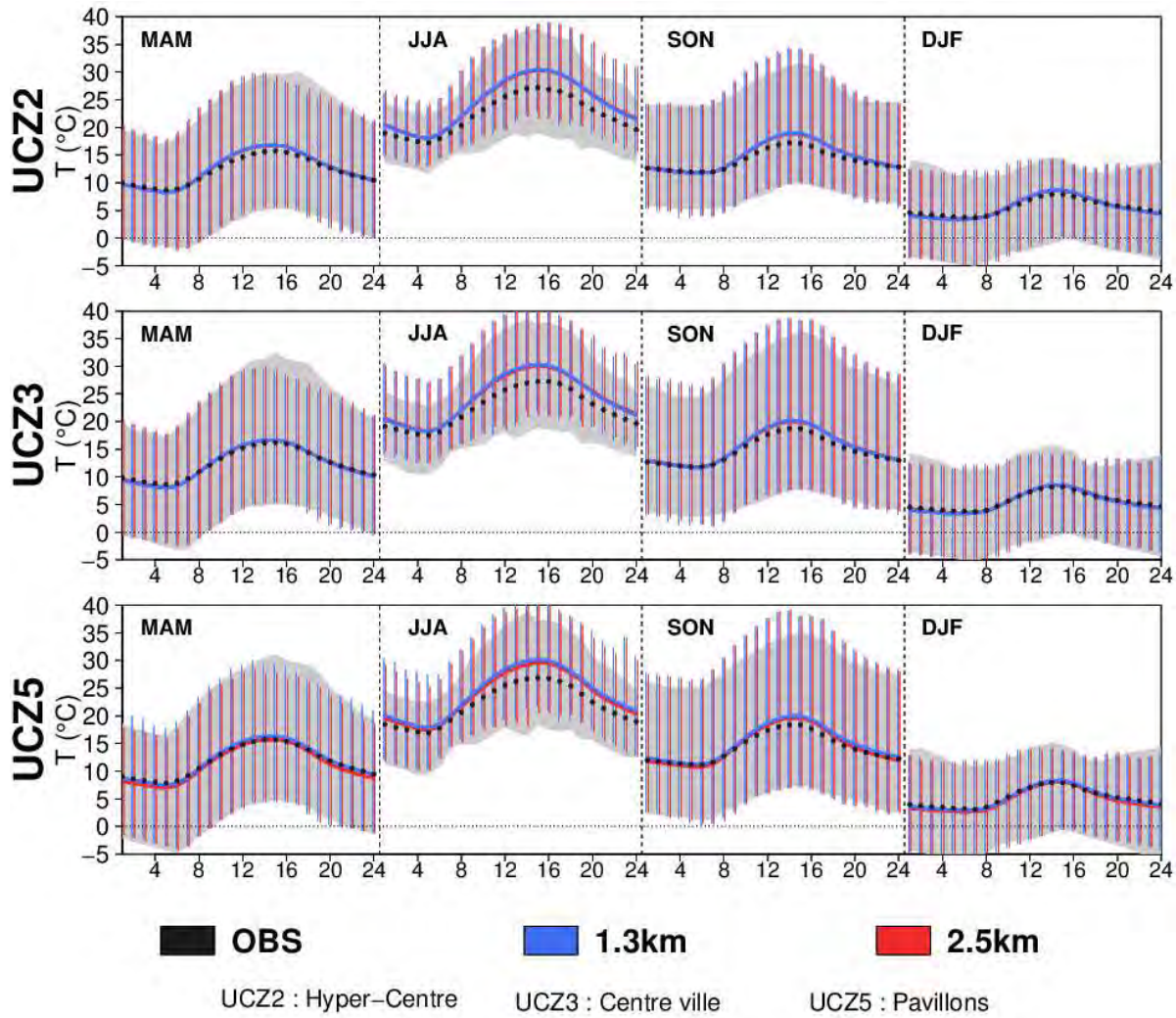


FIGURE 4.30: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 et pour les quatre saisons.

Quelque soit la résolution choisie, les températures simulées pour les UCZ2 et UCZ3 sont proches. Pour l'UCZ2, on note toutefois qu'AROME 1.3km simule des températures systématiquement plus froides la nuit ( $-0.16\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) par rapport à AROME 2.5km. Pour l'UCZ3, un léger réchauffement apparaît avec AROME 1.3km pendant la journée en été ( $+0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$  par rapport à AROME 2.5km).

Pour les zones pavillonnaires la distinction entre les deux résolutions est plus marquée : AROME 1.3km simule des températures plus chaudes tout au long de la journée ( $+0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  en moyenne annuelle). Ces températures plus élevées s'expliquent par les fractions de surface imperméables plus importantes dans AROME 1.3km que dans AROME 2.5km. Ainsi pour AROME 2.5 km, les stations appartenant à l'UCZ5 sont définies par une fraction d'urbanisation moyenne de 0.25 alors que cette fraction est de 0.54 pour AROME 1.3km. Ces surfaces imperméables limitent l'évapotranspiration et favorisent les flux de chaleur sensible et de stockage de chaleur qui contribuent au réchauffement

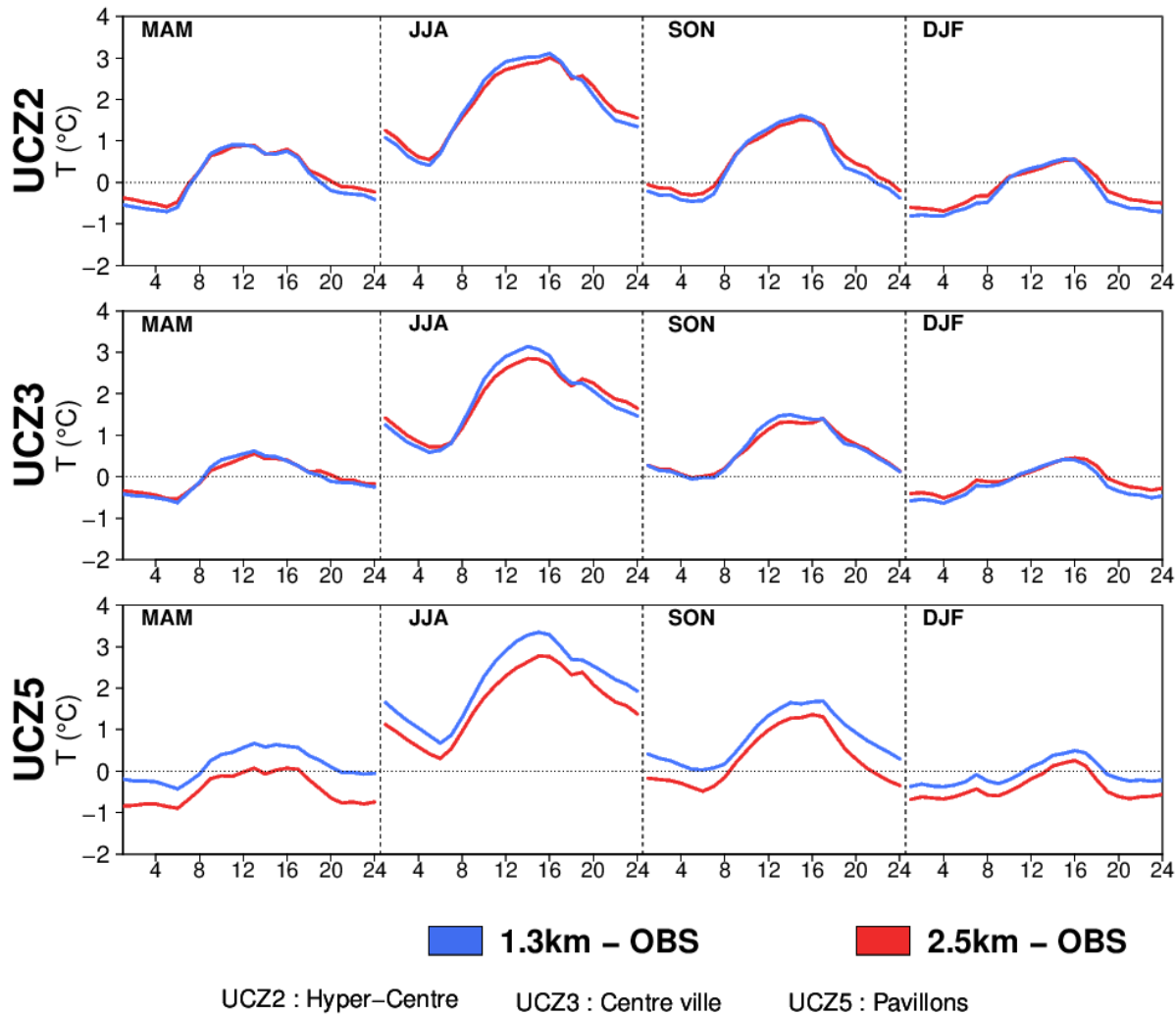


FIGURE 4.31: Cycles diurnes moyens des erreurs liées à la modélisation de la température à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}C$ ) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 et pour les quatre saisons.

de l'air proche de la surface.

### Ilots de chaleur urbains

La Figure 4.32 compare les cycles diurnes moyens des ICU mesurés et simulés avec AROME 1.3km et AROME 2.5km. On rappelle que les ICU sont calculés dans AROME à partir des températures en zones rurales simulées par la contribution du modèle ISBA uniquement.

Pour l'hyper-centre (UCZ2) et le centre ville (UCZ3), une diminution de l'intensité de l'ICU nocturne apparaît dans AROME 1.3km. Cette diminution est liée d'une part aux températures urbaines légèrement plus faibles dans AROME 1.3km pour l'UCZ2 et d'autre part aux températures rurales plus élevées pour la simulation à plus haute résolution. Dans l'UCZ3, on retrouve ainsi une diminution de l'intensité de l'ICU nocturne avec AROME 1.3km puisque les températures rurales sont plus



élevées avec cette résolution (voir section 4.5.1). On retrouve également le signal obtenu en été, pendant la journée, sur les température de l'UCZ3. La représentation de l'ICU pendant la nuit est améliorée avec l'augmentation de la résolution malgré une légère dégradation en été et en hiver pour l'UCZ2.

Pour les zones pavillonnaires, les températures plus élevées tout au long de la journée dans les zones urbaines avec la simulation AROME 1.3km produisent des ICU plus intenses que dans la simulation AROME 2.5 km. Avec un biais moyen annuel de  $+0.19\text{ }^{\circ}\text{C}$  pour AROME 1.3km contre  $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$  pour AROME 2.5km, cela apparaît néfaste pour l'ensemble des saisons, notamment en MAM et la journée en JJA.

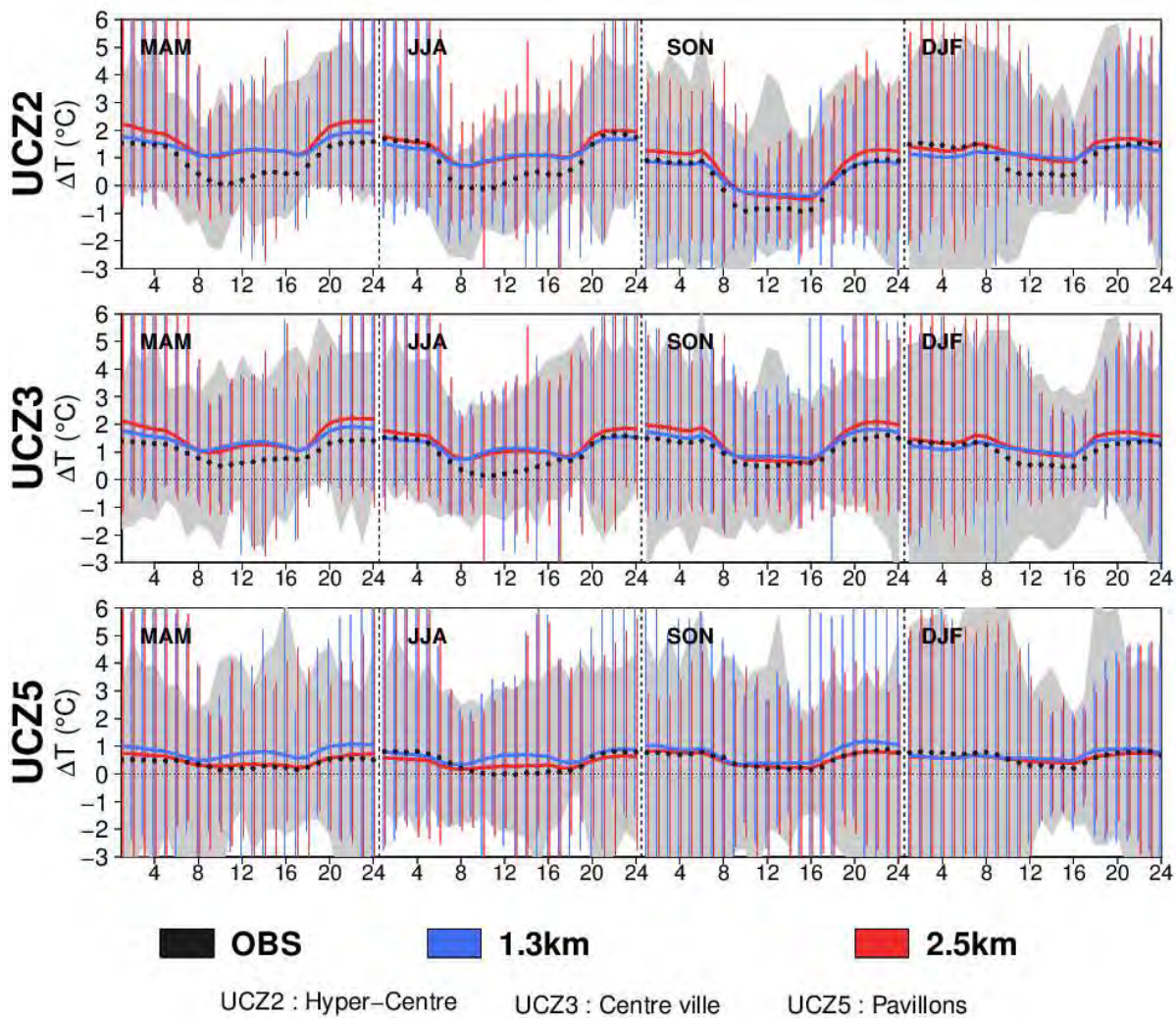


FIGURE 4.32: Cycles diurnes des anomalies moyennes de températures à deux mètres ( $T2M$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) entre les UCZ2, UCZ3 ou UCZ5 et la température rurale pour les quatre saisons.

En conclusion, l'augmentation de résolution produit des caractéristiques de surface plus réalistes pour le site du Monoprix. Les flux turbulents semblent cependant moins bien représentés à cause

de l'énergie incidente trop importante. En ce qui concerne les températures, peu de différences apparaissent dans les zones les plus urbanisées. Les zones pavillonnaires voient leurs températures augmenter. Les UHI sont alors légèrement mieux représentés avec AROME 1.3km pour les UCZ2 et UCZ3.

## 4.6 Discussion

Le modèle AROME est utilisé pour la prévision numérique du temps sur la France depuis 2008, en interaction avec le système de modélisation des surfaces continentales SURFEX incluant la version historique du modèle urbain TEB. Pourtant, les bénéfices potentiels de TEB dans la prévision du temps par rapport aux systèmes opérationnels antérieurs n'ont jamais été évalués et quantifiés objectivement. Les récentes perspectives d'application d'AROME pour la modélisation climatique ont motivé le travail réalisé dans cette thèse portant sur l'évaluation générale du modèle et l'apport de la paramétrisation TEB pour la modélisation explicite des effets urbains à ces échelles.

Les résultats de l'évaluation d'AROME présentés en début de chapitre montrent que dans une configuration de modélisation s'approchant du mode climat (ici une année de simulation en continu sur une période de temps passée), le modèle simule des cumuls de précipitations réalistes. Mais un défaut récurrent du modèle mis en évidence par cet exercice est une sous-représentation de la couverture nuageuse qui induit une sous-estimation du rayonnement infrarouge incident et a contrario une surestimation importante du rayonnement solaire incident (en journée). Ce défaut se répercute sur la modélisation des températures de l'air en surface surestimées en journée, surtout en été et à l'automne dans une moindre mesure.

Une évaluation plus complète a été menée sur les zones urbaines avec les observations in situ disponibles. Là encore, le défaut du modèle AROME prédomine et entraîne non seulement une surestimation des températures de l'air en journée, mais également une modification des contributions du bilan d'énergie en réchauffant trop les surfaces et en favorisant le flux de chaleur sensible. Malgré les défauts relevés sur la modélisation des variables microclimatiques en journée, les températures de l'air au cours de la nuit sont bien représentées dans les simulations AROME à 1.3 et 2.5 km de résolution, avec la version historique de TEB. Il s'agit d'un résultat encourageant et intéressant puisque c'est la période de la journée où l'îlot de chaleur urbain est favorisé.

### 4.6.1 Cartographie de l'îlot de chaleur urbain

On peut donc, sur la base de cette simulation, produire et analyser avec confiance des données spatialisées de températures de l'air en surface pour quantifier l'intensité de l'îlot de chaleur urbain sur l'agglomération toulousaine. A titre d'exemple, la Figure 4.33 présente des cartes de températures de l'air à deux mètres simulées par ALADIN 12 km, AROME 2.5 km et AROME 1.3 km à

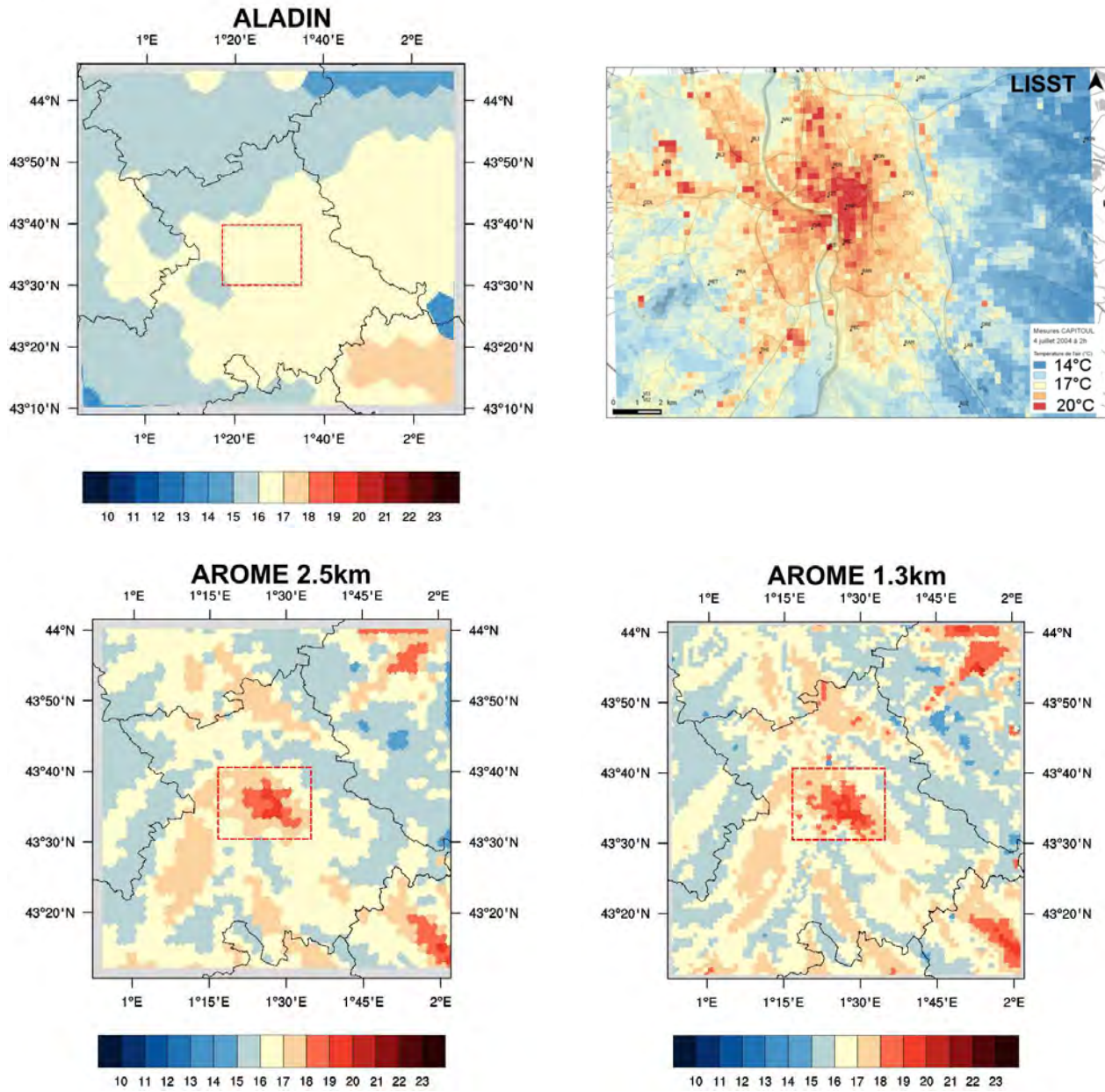


FIGURE 4.33: Carte 2D des températures à deux mètres simulées par ALADIN ( $T_{min}$  nocturne), AROME 2.5km, AROME 1.3km et produite par le LISST (Source : J. Hidalgo, communication personnelle) à 2H00.

2H00 pendant la nuit du 3-4 juillet 2004 (une des nuits les plus chaudes de la campagne de mesures CAPITOUL). Ces résultats sont comparés à une carte produite par le LISST (Laboratoire Interdisciplinaire, Solidarités, Sociétés, Territoires) à partir d'une modélisation statistique utilisant l'ensemble des données des stations de la campagne CAPITOUL sur la même période d'analyse. Cette comparaison illustre clairement les bénéfices de la descente d'échelle depuis le modèle ALADIN 12 km (qui ne produit pas d'îlot de chaleur pour cette situation malgré l'activation de TEB) vers



le modèle AROME à 2.5 km de résolution qui simule un îlot de chaleur urbain de l'ordre de 4°C entre le centre-ville et la proche banlieue. L'intensité de l'îlot de chaleur n'est pas modifiée mais la spatialisation du champ de température est encore raffinée avec le passage d'AROME à la résolution 1.3 km. Les influences de la topographie locale et du réseau hydrographique sont plus précises, on note aussi des signatures légèrement plus marquées des zones urbaines d'Albi au nord-est et de Castelnaudary au sud-est. Sur l'agglomération toulousaine, les températures simulées sont en bon accord avec les observations (avec des valeurs autour de 20°C en centre ville), alors que la température est légèrement surestimée à la campagne sur l'est du domaine.

#### 4.6.2 Amélioration des performances atmosphériques

Comme évoqué précédemment, le défaut du modèle atmosphérique relatif à la sous-représentation de la couverture nuageuse se répercute sur les températures de l'air en surface en journée, ce qui constitue une limitation pour son utilisation dans le cadre d'études d'impacts ou d'évaluation de stratégies d'adaptation.

Afin de s'affranchir de ce problème, et d'évaluer les effets urbains dans une configuration d'AROME plus performante, une étude a été réalisée en ciel clair uniquement. Les journées ont été sélectionnées, pour la période CAPITOUL 2004-2005, sur la base de la climatologie observée à l'aéroport de Toulouse-Blagnac (7 km du centre ville). A partir des observations et des simulations AROME à 2.5 et 1.3 km de résolution, on compare les cycles diurnes de températures pour l'UCZ2 moyennés par saison pour l'ensemble des journées (Figure 4.34, haut) et les journées de ciel clair (Figure 4.34, bas). En ciel clair, l'amplitude diurne de température est amplifiée, et l'écart-type horaire réduit. On note dans ce cas un très bon accord entre les résultats du modèle et les observations, même si un biais positif persiste en été.

Pour notre étude, nous avons fait le choix de conserver l'ensemble des journées au vu du nombre limité de journées de ciel clair sur la période d'analyse : 15 jours en JJA, 5 jours en DJF, 12 jours en MAM et 7 jours en SON durant la campagne CAPITOUL. Sans compter que la sélection des journées peut être entachée d'erreurs, puisqu'elle suppose des conditions de couverture nuageuse homogène entre l'aéroport de Toulouse-Blagnac et les stations de mesure de températures considérées. Malgré tout, cet exercice permet de souligner la sensibilité des résultats du modèle TEB pour la modélisation des effets urbains aux performances plus générales du modèle atmosphérique, et la difficulté de quantifier de façon pertinente l'apport de TEB et de ces différentes paramétrisations dont les effets peuvent être en grande partie masqués par les erreurs intrinsèques du modèle AROME. Notons que des investigations sont actuellement en cours dans le Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision du CNRM afin de comprendre l'origine des biais sur la couverture nuageuse dans la modélisation AROME. Deux hypothèses, aujourd'hui sans réponse, sont avancées : soit le modèle n'arrive pas à reproduire correctement les occurrences de nuages, soit la création de nuage s'accompagne de propriétés optiques inadaptées (épaisseur optique, taille des gouttelettes).

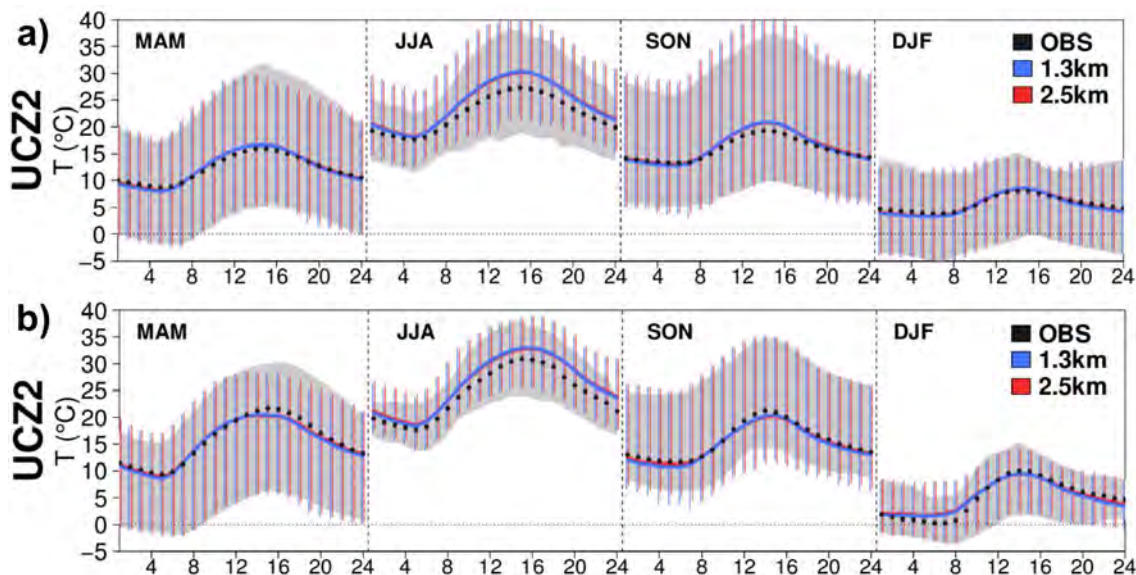


FIGURE 4.34: *Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}C$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour l'UCZ2 et pour les quatre saisons : a) Tous les jours de la saison sont pris en compte, b) Seules les journées de ciel clair sont utilisées.*

#### 4.6.3 Apport de la résolution et amélioration des données de surface

L'étude présentée dans ce chapitre a mis en lumière l'importance de la caractérisation des propriétés de surface dans la modélisation du bilan d'énergie et des températures de l'air à deux mètres. L'interpolation des bases de données d'occupation du sol et de paramètres de surface associés à l'échelle de la maille AROME crée des approximations qui sont responsables d'une partie des biais du modèle (principalement pour les paramétrisations de surface TEB et ISBA). Sur le centre-ville, en particulier, la résolution spatiale de 2.5 km est insuffisante pour traduire la compacité du tissu urbain. La proportion de végétation est très surestimée et les paramètres géométriques sont très lissés (sous-estimation de la densité bâtie, de la hauteur des bâtiments, du rapport d'aspect des rues). Or les tests de sensibilités comparant la paramétrisation historique de TEB à des paramétrisations plus avancées du modèle (sur la résolution des échanges turbulents dans le canyon, la représentation de la végétation urbaine, et la prise en compte de l'énergétique des bâtiments) montrent que les performances de ces paramétrisations sont fortement dépendantes de la résolution horizontale qui gouverne la définition des occupations du sol et des paramètres de surface associés.

L'augmentation de la résolution horizontale permet dans un premier temps de limiter l'interpolation des données issues d'Ecoclimap. Ainsi pour le site du Monoprix, les paramètres du points de grille AROME sont plus réalistes avec la résolution à 1.3 km qu'avec la résolution à 2.5 km (voir Annexe B), bien qu'encore assez éloignés des paramètres réels. A titre d'illustration, le rapport d'aspect des rues, évalué à 1.6 d'après les données terrain, est de 0.5 sur la grille AROME à 2.5 km et de 0.8 sur la grille à 1.3 km. Des tests ont montré que cette augmentation de résolution ne suffisait pas,

notamment lors de l'utilisation de TEB-SBL. Outre l'occupation des sols et les paramètres typomorphologiques, les propriétés radiatives et thermiques des matériaux (albédo, émissivité, capacité calorifique, conductivité thermique) peuvent aussi avoir une influence considérable sur les résultats de simulation. Définies de manière analogue sur l'ensemble des villes du globe par la base de données Ecoclimap, ces propriétés ne sont pas toujours en accord avec les sites de mesures spécifiques ; c'est le cas pour la ville de Toulouse qui est majoritairement construite à partir de briques dont les propriétés sont différentes des valeurs fournies par Ecoclimap.

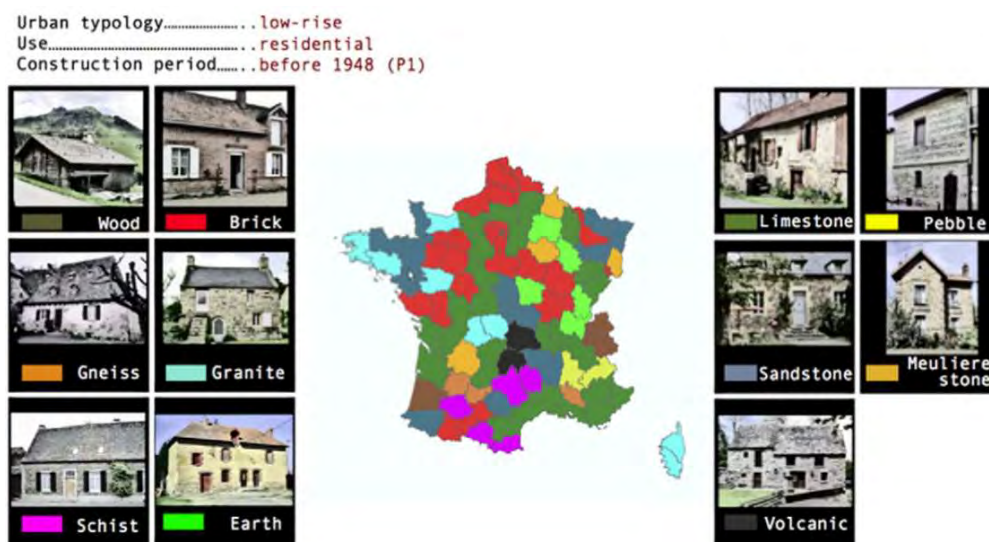


FIGURE 4.35: Présentation du matériau de construction dominant pour les bâtiments résidentiels dans les départements français. Source : *Tornay et al. (2017)*

Afin d'améliorer ces paramètres, des initiatives ont été lancées par la communauté scientifique avec le but de développer des bases de données plus précises et plus adaptées. Au niveau national, la projet de recherche MAPUCE (Modeling and urbAn Planning laws : Urban Climate and Energy) coordonné par le CNRM vise à produire des cartographies d'indicateurs urbains homogènes sur l'ensemble des villes françaises, indicateurs incluant des informations typo-morphologiques, architecturales, et même socio-économiques. En particulier, un travail a été mené par l'équipe d'architectes afin de tenir compte des spécificités régionales dans les méthodes de construction des bâtiments et l'usage des matériaux (Figure 4.35). En parallèle, l'initiative mondiale WUDAPT (World Urban Database and Access Portal Tools) coordonne la mise en œuvre de méthodologies communes de production de données urbaines sur les villes du globe, combinant le traitement de données satellitaires, et la collecte de données participatives. Sans oublier que la toute nouvelle version de la base de données Ecoclimap, appelée Ecoclimap-SG (Seconde Génération), est en cours d'élaboration au CNRM. Elle couvrira le globe avec une résolution horizontale de 300 m, et intégrera des masques urbains spécifiques en fonctions des LCZ (Local Climate Zones, *Stewart and Oke, 2012*).



#### 4.6.4 Perspectives

L'augmentation de la résolution horizontale du modèle AROME à 1.3 km couplée à des bases de données plus précises peut permettre d'améliorer la modélisation des processus urbains. Néanmoins, pour certaines études d'impacts en milieu urbain, et notamment pour raffiner la modélisation des effets selon les quartiers, il est indispensable d'augmenter encore la résolution spatiale du modèle atmosphérique. On peut dans ce cas envisager des simulations avec le modèle atmosphérique de méso-échelle Meso-NH (Lafore et al., 1998) utilisé au CNRM en mode recherche et qui permet d'atteindre les échelles hectométriques. Bien sûr, le coût numérique de ce type de simulation est très important, de sorte qu'il est in-envisageable d'appliquer cette configuration sur de longues périodes de temps comme on peut le faire en modélisation du climat. Des alternatives existent pour s'affranchir de cette limitation :

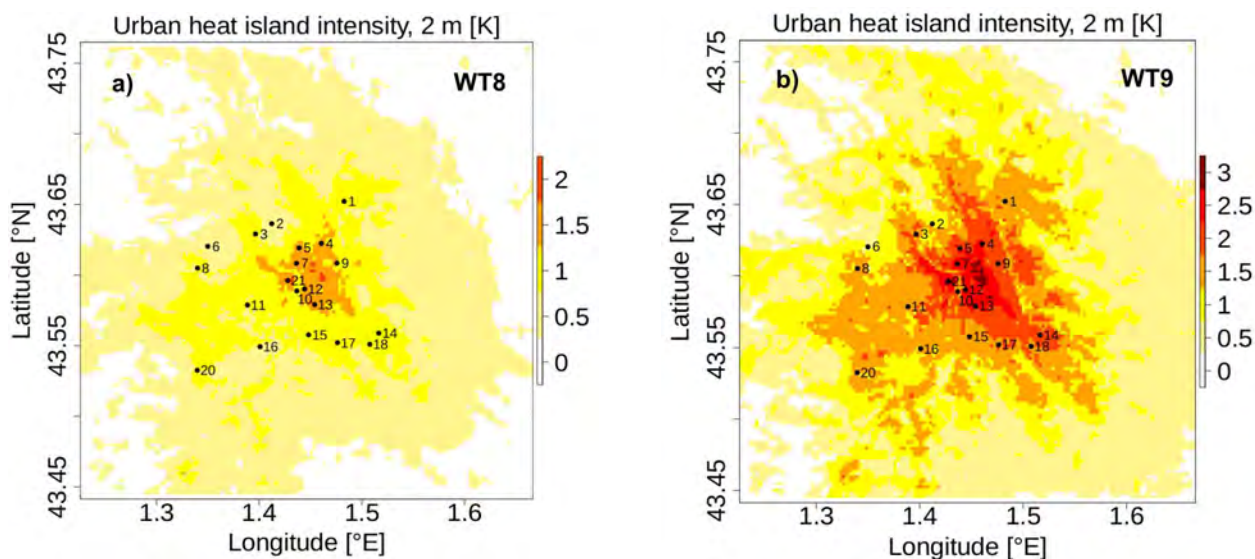


FIGURE 4.36: Différences de températures de l'air à deux mètres, sur l'agglomération de Toulouse et pour tous les jours classés dans les types de temps 8 (a, WT8, Hidalgo et al., 2015) et 9 (b, WT9) en JJA, entre une simulation MesoNH utilisant le modèle TEB et une simulation MesoNH dans laquelle les zones urbaines sont remplacées par des champs. La classification en type de temps est issue de Hidalgo et al. (2015). Source : R. Schoetter (communication personnelle)

- **Approche par types de temps** : en se limitant à la modélisation couplée à haute résolution de quelques cycles journaliers couvrant l'ensemble des types de temps caractéristiques de la région d'intérêt, il est possible de reproduire des séries longues. Dans ce cas, les conditions aux limites du domaine Meso-NH peuvent être fournies par AROME. Ce type de chaîne de modélisation a été appliqué au CNRM pour réaliser des simulations Meso-NH à 250 m de résolution horizontale sur la ville de Toulouse (voir Figure 4.36). Dans son étude dont est tirée la Figure 4.36, R. Schoetter conclut que celle-ci a permis de montrer que par temps

ensoleillé (type de temps WT9), l'intensité de des îlots de chaleur urbains est environ 30% supérieure à celle des îlots de chaleur par temps nuageux (type de temps WT8). Par ailleurs, la comparaison avec les stations CAPITOUL mets en lumière une sous-estimation de la sensibilité de la température de l'air à la densité de bâtiments.

- **Modélisation en mode forcé** : la descente d'échelle peut se faire en appliquant SURFEX(TEB) en mode forcé à haute résolution, et contraint par des conditions atmosphériques issues des simulations AROME. Cette méthode à l'avantage d'introduire un effet urbain dans le forçage atmosphérique, et ainsi de prendre en compte une partie de l'interaction entre la ville et l'atmosphère malgré l'approche forcée. En se basant sur une étude similaire, [Hamdi et al. \(2014b\)](#) ont en effet montré l'importance de cette interaction dans la modélisation de l'îlot de chaleur urbain. Cette configuration permet de produire des simulations longues de plusieurs dizaines d'années, et d'évaluer des nombreuses stratégies urbaines d'adaptation aux changements climatiques.

Ces deux méthodes peuvent l'une comme l'autre être étendues à des études en climat futur sur la base de simulations ALADIN et AROME en climat futur, permettant dans le premier cas de fournir les nouvelles conditions aux limites pour le modèle Meso-NH, et dans le second cas les nouveaux forçages atmosphériques au-dessus de la canopée urbaine.

# Conclusions et Perspectives

Les objectifs de la thèse consistaient à étudier les interactions entre les villes et le climat à l'échelle régionale et à quantifier l'apport d'une modélisation détaillée des zones urbaines pour des modèles de climat régionaux. Pour cela, ces travaux se sont appuyés sur l'utilisation des modèles ALADIN et AROME, tous deux couplés à la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX, qui inclue notamment le modèle de canopée urbaine TEB.

## 4.7 Conclusions

La mise en œuvre au cours de cette thèse de simulations climatiques réalisées avec la dernière version du modèle ALADIN-Climat, incluant une nouvelle physique basée sur SURFEX, et d'une première version d'AROME (utilisé pour la prévision numérique du temps sur la France) dans une configuration adaptée aux études climatiques, a nécessité une évaluation préliminaire et générale des deux modèles. Dans ALADIN, l'évaluation souligne une représentation correcte des taux de précipitation et des températures de l'air proche de la surface malgré une surestimation du rayonnement solaire descendant attribuée à une couverture nuageuse trop faible. Un biais chaud pour les températures maximales en été accompagne des sols légèrement trop secs. Le modèle AROME produit également une couverture nuageuse trop fine qui se traduit une nouvelle fois par un rayonnement solaire incident trop important. Les cumuls de précipitations sont réalistes et les températures de l'air bien représentées malgré une surestimation en journée pendant l'été. Les conclusions de cette évaluation confortent la nécessité des travaux en cours au laboratoire afin d'améliorer pour ces modèles le schéma radiatif, le schéma de microphysique et de parfaire leur interaction. Ces améliorations seraient bénéfiques pour l'étude des processus urbains à fine échelle dans laquelle il a été noté une forte sensibilité au forçage atmosphérique, en particulier pour l'utilisation de paramétrisations avancées telles que TEB-SBL.

Les simulations réalisées à l'aide du modèle ALADIN à 12 km de résolution sur la France métropolitaine montrent une influence marquée des zones urbaines dans la modélisation des températures de l'air proche de la surface. Avec une paramétrisation simplifiée pour la représentation des villes, un réchauffement apparaît dans le cœur des villes mais reste très localisé. L'utilisation d'un modèle de

canopée urbaine comme TEB pour simuler de façon plus réaliste les processus urbains donne lieu à une intensification du réchauffement au-dessus des villes, et à une extension spatiale du phénomène au-delà de l'emprise au sol des zones urbaines. Cette étude démontre que, même avec une résolution spatiale de 12 km, les villes ont un impact sur leur environnement en réchauffant les basses couches de l'atmosphère. Les études centrées sur les périodes de vagues de chaleur montrent également que lorsque les conditions météorologiques sont favorables, l'étendue de cette influence est accrue. Dans le contexte actuel de changement climatique où les événements extrêmes semblent se généraliser, ces conclusions soulignent la nécessité d'inclure un modèle de canopée urbaine dans les modèles régionaux pour l'étude de scénarios climatiques.

A plus fine échelle, les tests de sensibilité réalisés à l'aide du modèle AROME à 2.5 km sur la région toulousaine mettent en lumière les performances de la version historique de TEB pour la modélisation des températures de l'air, ainsi que la dynamique et l'intensité de l'îlot de chaleur urbain. Ces analyses soulignent en revanche la forte sensibilité des performances des paramétrisations plus avancées de TEB à la qualité et à la précision des données de surface. Dans la version TEB-SBL résolvant un modèle simplifié de couche limite de surface pour le volume d'air dans le canyon, la longueur de rugosité et les coefficients d'échange turbulent sont fortement dépendants de la géométrie du canyon. Dans TEB-GARDEN traitant la végétation de façon explicite à l'intérieur du canyon, la modélisation de la température de l'air dépend de la bonne définition des fractions respectives de sols imperméables et perméables, ainsi que du type de végétation. Enfin, l'option TEB-BEM, qui résout le bilan énergétique du bâtiment, requiert d'une part une connaissance plus fine des matériaux de construction et d'autre part des températures de consigne pour la climatisation et le chauffage. Quelle que soit les paramétrisations testées, on constate que si les paramètres d'entrée des modèles sont mal définis ou peu réalistes car trop agrégés à une résolution de 2.5 km, le calcul des variables microclimatiques dans le canyon s'en trouve considérablement dégradé. La résolution actuelle du modèle AROME pour la description de la surface, les biais du modèle relevés dans la simulation du rayonnement solaire incident, et la base de données EcolimapI dont les paramètres urbains sont trop génériques, sont autant de limites à un réel bénéfice des paramétrisations les plus sophistiquées de TEB.

Finalement, si les paramétrisations avancées ne montrent pas de bénéfices voire peuvent dégrader les résultats à ces échelles spatiales, il est possible de réaliser des simulations à des résolutions hectométriques avec un modèle méso-échelle initialisé à partir de bases de données urbaines précises (MApUCE, WUDAPT, Ecoclimap-SG). La version historique de TEB, qui ne demande pas de coût numérique supplémentaire, est quant-à elle recommandée dans les simulations climatiques couplées et notamment lorsque celles-ci alimentent des études d'impacts pour lesquelles la bonne prise en compte d'un éventuel signal urbain dans les forçages atmosphériques est primordiale.

## 4.8 Perspectives

Les analyses réalisées dans le cadre de ce travail de thèse ont mis en lumière l’impact des villes sur leur environnement. Afin de mieux évaluer cet impact, il serait intéressant de confronter les résultats obtenus par les modèles de climat régionaux avec d’autres données de validation. En particulier l’usage de produits satellitaires présente l’avantage de s’affranchir de mesures in situ (représentatives d’un environnement très local, et parfois peu comparables aux sorties des modèles sur une maille de plusieurs kilomètres) et de permettre une validation spatialisée de la température de surface. L’exploitation de données de radiosondages est une autre voie très intéressante pour caractériser les interactions villes/atmosphère et étudier l’effet des villes sur la structure verticale de la couche limite atmosphérique. L’étude de la couche limite pourrait approfondir les analyses réalisées et étayer la compréhension des modifications induites par les différentes représentations des villes.

Les études présentées ici se sont concentrées intégralement sur les variables météorologiques en évaluant les effets urbains sur les précipitations ou les températures de l’air. Le modèle TEB permet de produire d’autres types d’indicateurs multi-critères, particulièrement pertinents dans le cadre d’études d’impacts. Le modèle diagnostique l’UTCI (*Universal Thermal Climate Index*) dans le canyon et dans le bâtiment, qui traduit une température ressentie selon les conditions environnementales locales de température, humidité, vent, et rayonnement. A partir de cet indice, il est possible d’évaluer le confort thermique des individus dans les espaces intérieur et extérieur. Il est aussi possible de calculer des indicateurs de consommation d’énergie des ménages liée à l’usage de la climatisation et du chauffage grâce au module d’énergétique du bâtiment BEM, ainsi que des indicateurs de production d’énergie liée à l’utilisation de panneaux solaires. Dans une optique plus prospective, on peut également envisager un couplage du modèle AROME-SURFEX avec des modèles de chimie atmosphérique de façon à étudier le transport des particules dans les environnements urbains et ainsi de comprendre plus en détail les problèmes de pollution et de qualité de l’air aux échelles régionale et locale.

L’utilisation de tels indicateurs pourrait par la suite être appliquée dans le cadre d’études d’impacts en climat futur. Dans ce cas, les modèles ALADIN et AROME devraient être contraints latéralement par des projections climatiques issues de simulations de modèles de circulation générale réalisées à partir de différents scénarios d’émission de gaz à effet de serre. Il serait dès lors possible d’estimer la nature des interactions villes/climat pour les générations futures. On peut s’attendre à ce que l’expansion des zones urbaines et l’accroissement de la tâche urbaine augmentent l’effet des villes sur les basses couches de l’atmosphère et étendent l’influence qu’elles ont déjà sur leur environnement. Afin d’anticiper ces effets et de concevoir des villes résilientes au changement climatique, ces études en climat futur pourraient être couplées à l’évaluation de stratégies de planification urbaine.

De nombreux scénarios d'évolution des villes, basés sur différentes tendances d'expansion urbaine et différentes alternatives d'usage de l'énergie ou de l'eau et déjà testés en mode forcé dans le cadre de projets de recherche antérieurs, pourraient être envisagés et ré-évalués dans ce nouveau cadre de modélisation climatique.

Enfin, au-delà de la composante urbaine, la capacité des modèles à simuler à très haute résolution une région particulière pourrait être utile dans l'étude de phénomènes à fine échelle. Si l'étude des précipitations intenses reste la motivation première, un consortium européen comprenant le CNRM vient de définir un domaine d'étude commun pour les simulations climatiques régionales à fine échelle. Le projet n'en est qu'à ces débuts mais semble prometteur pour l'étude des épisodes cévenols et la compréhension du climat alpin.



# Annexes

## Sommaire

---

<b>A</b>	<b>Influence des régimes de temps sur l'îlot de chaleur . . . . .</b>	<b>166</b>
<b>B</b>	<b>Présentation des paramètres de surface . . . . .</b>	<b>167</b>
<b>C</b>	<b>Sensibilité aux paramètres de surface . . . . .</b>	<b>169</b>
C.1	Influence des données d'occupation du sol pour le site de Saint-Sardos . . .	169
C.2	Influence du schéma de végétation pour le site du Fauga . . . . .	170
<b>D</b>	<b>Apport d'un modèle de canopée urbaine . . . . .</b>	<b>171</b>
<b>E</b>	<b>Apport d'un schéma de couche limite urbaine . . . . .</b>	<b>172</b>
E.1	Effet de la paramétrisation TEB-SBL . . . . .	172
E.2	Effet du modèle AROME . . . . .	173
E.3	Effet des paramètres de surface Ecoclimap . . . . .	174
E.4	Températures à deux mètres . . . . .	175
<b>F</b>	<b>Apport d'une végétation interactive . . . . .</b>	<b>176</b>
<b>G</b>	<b>Apport d'une modélisation de l'énergétique du bâtiment . . . . .</b>	<b>177</b>

---

## A Influence des régimes de temps sur l'îlot de chaleur

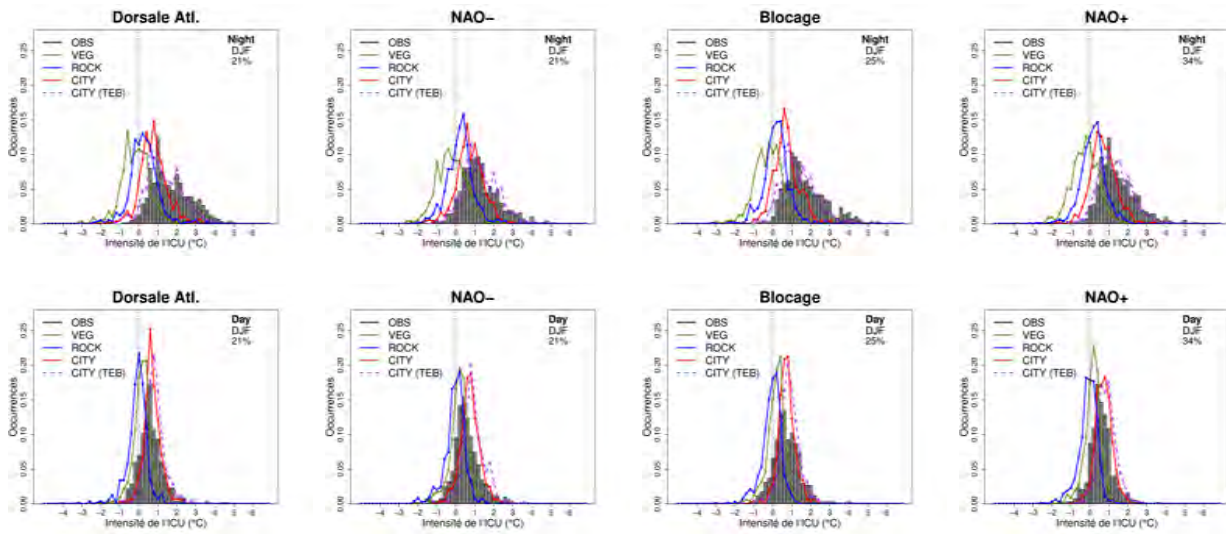


FIGURE A.1: Distributions des îlots de chaleur urbains nocturnes (haut) et diurnes (bas) pour les quatre régimes de temps en hiver.

Tmin	OBS				CITY			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
Dorsale Atl.	1.80	2.23	2.17	2.13	0.87	1.32	0.79	0.55
NAO-	1.39	2.03	2.36	1.46	0.82	1.21	0.80	0.49
Blocage	1.80	2.66	2.64	2.33	0.82	1.44	0.75	0.59
NAO+	1.57	/	/	/	0.79	/	/	/
Talweg Atl.	/	2.16	2.64	2.01	/	1.32	0.70	0.55

Tmax	OBS				CITY			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
Dorsale Atl.	0.71	0.60	0.20	0.26	0.79	1.44	1.00	0.78
NAO-	0.65	0.54	0.47	0.30	0.84	1.25	1.14	0.87
Blocage	0.83	0.65	0.38	0.33	0.82	1.55	1.12	0.78
NAO+	0.69	/	/	/	0.82	/	/	/
Talweg Atl.	/	0.65	0.35	0.22	/	1.43	1.20	0.93

TABLE 6: Intensités moyennes des îlots de chaleur urbains nocturnes ( $T_{min}$ ) et diurne ( $T_{max}$ ) observés et simulés par l'expérience CITY.

## B Présentation des paramètres de surface

Caractéristiques de surface au Monoprix					
Caractéristiques	Réel	EcoI (2.5 km)	EcoI Garden (2.5 km)	EcoII (2.5 km)	EcoI (1.3 km)
Fraction Ville (-)	1,00	0,63	0,87	0,63	0,90
Fraction Nature (-)	/	0,37	0,13	0,37	0,10
Fraction bâtiment (-)	0,68	0,38	0,37	0,31	0,45
Fraction jardin (-)	/	/	0,27 (Feuillus+Prairies)	/	/
Fraction route (-)	0,32	0,62	0,36	0,69	0,55
Hauteur des bâtiments (m)	20	21	19	10	30
Densité surfacique de mur (m <sup>2</sup> .m <sup>-2</sup> )	1,05	0,68	0,62	0,31	0,90
Rapport d'aspect (m.m <sup>-1</sup> )	1,64	0,55	0,49	0,22	0,82
Longueur de rugosité Z <sub>0</sub> (m)	2,0	2,0	1,8	1,0	3,0
Albédo du toit (-)	0,15 (Goudron)	0,15 (Goudron)			
Albédo des murs (-)	0,32 (Brique)	0,25 (Terre cuite)			
Albédo de la route (-)	0,08 (Asphalte)	0,08 (Asphalte)			
Émissivité toit (-)	0,95	0,90 (Gravier)			
Émissivité murs (-)	0,97	0,85			
Émissivité route (-)	0,96	0,94 (Asphalte)			
Fraction Sol Nu (-)	/	/	/	0,14	/
Végétation principale (-)	/	Prairies (0,61) + Feuillus (0,39)	Prairies (0,80) + Feuillus (0,20)	Prairies (0,49) + C3 (0,14)	Prairies (0,50) + Feuillus (0,50)
Z <sub>0</sub> Végétation (m)	/	0,20	0,09	0,03	0,27

Caractéristiques de surface au Fauga				
Caractéristiques	Réel (2.5 km)	EcoI (2.5 km)	EcoII (2.5 km)	EcoI (1.3 km)
Fraction Ville	/	0,02	0,03	/
Fraction Nature	1,00	0,98	0,97	1,00
Argile	0,23	0,33	0,33	0,4
Sable	0,32	0,28	0,28	0,24
WFC <sup>1</sup> / WWILT <sup>1</sup> / WSAT <sup>1</sup>	0,27 / 0,18 / 0,46	0,30 / 0,21 / 0,46	0,30 / 0,21 / 0,46	0,32 / 0,23 / 0,46
Sol Nu	/	0,20	0,12	/
C3	/	0,72	0,30	0,82
C4	/	0,08	0,02	0,08
Prairies	1,00	/	0,40	/
Feuillus	/	/	0,12	0,10
Hauteur arbres	/	/	10	10
Z <sub>0</sub> Végétation	0,02	0,02	0,06	0,8
Émissivité	0,96	0,96	0,96	0,96
Albédo Végétation (PIR/VIS/UV)	0,30 / 0,10 / 0,06	0,30 / 0,10 / 0,06	0,30 / 0,10 / 0,06	0,30 / 0,10 / 0,06

Caractéristiques de surface à Saint-Sardos			
Caractéristiques	EcoI (2.5 km)	EcoII (2.5 km)	EcoI (1.3 km)
Frac Ville	/	0,04	/
Frac Nature	1,00	0,96	1,00
Argile	0,22	0,22	0,22
Sable	0,36	0,36	0,36
WFC <sup>1</sup> / WWILT <sup>1</sup> / WSAT <sup>1</sup>	0,26 / 0,17 / 0,46	0,26 / 0,17 / 0,46	0,26 / 0,17 / 0,46
Sol Nu	/	0,20	/
C3	0,90	0,39	0,90
C4	0,10	0,02	0,10
Prairies	/	0,19	/
Feuillus	/	0,13	/
Z <sub>0</sub> Végétation	0,02	0,03	0,02
Émissivité Végétation	0,96	0,96	0,96
Albédo Végétation (PIR/VIS/UV)	0,30 / 0,10 / 0,06	0,30 / 0,10 / 0,06	0,30 / 0,10 / 0,06

<sup>1</sup>WFC : Capacité au champs, WWILT : Point de flétrissement, WSAT : contenu en eau à saturation.

<sup>2</sup>Albédo (Proche InfraRouge / Visible / Ultra-violet)

## C Sensibilité aux paramètres de surface

### C.1 Influence des données d'occupation du sol pour le site de Saint-Sardos

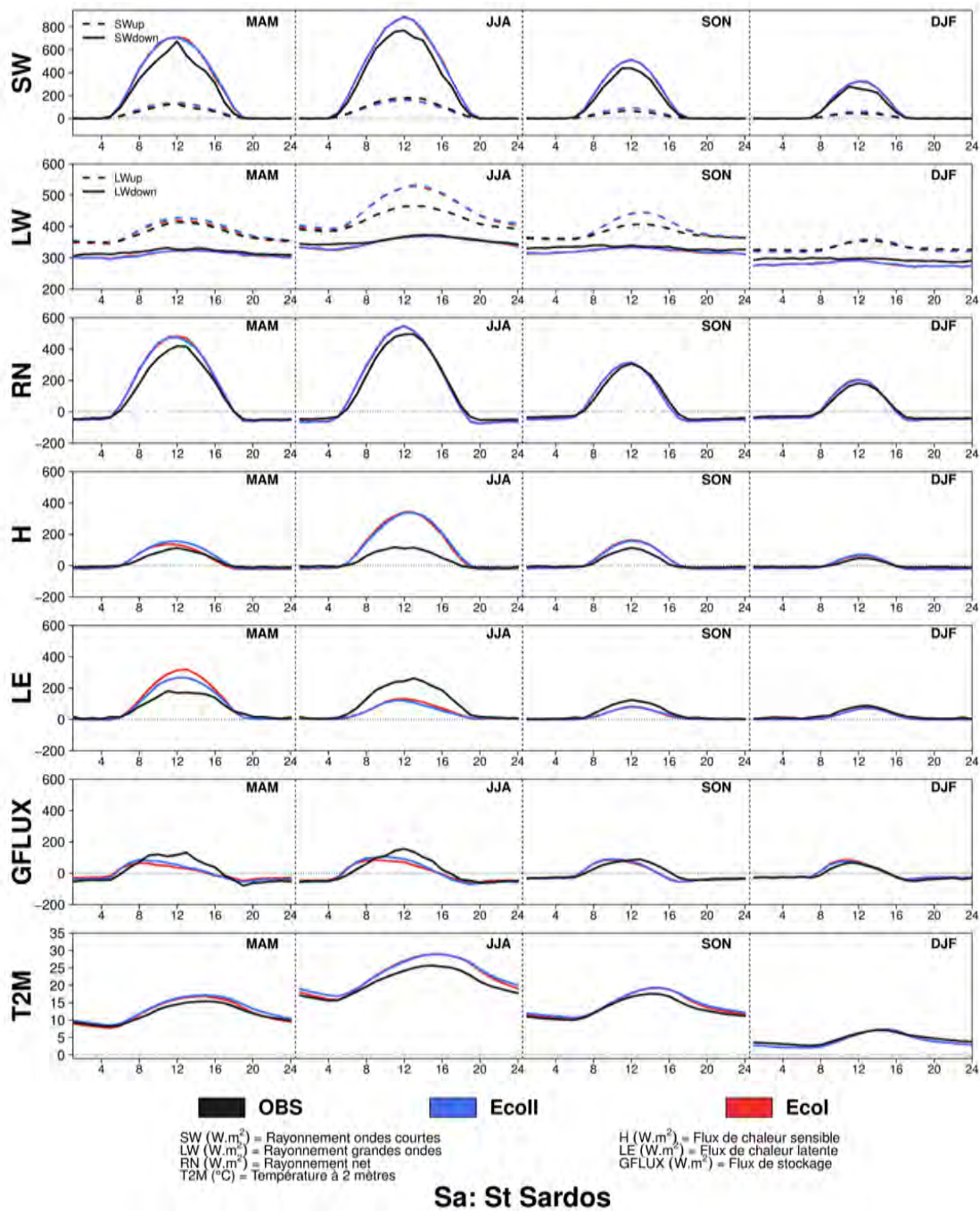


FIGURE C.1: Cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif ( $SW$ ,  $LW$ ,  $RN$ , en  $W.m^{-2}$ ) et énergétique ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ , en  $W.m^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres ( $T2M$  en  $^{\circ}C$ ) pour les quatre saisons et pour le site de Saint-Sardos.

## C.2 Influence du schéma de végétation pour le site du Fauga

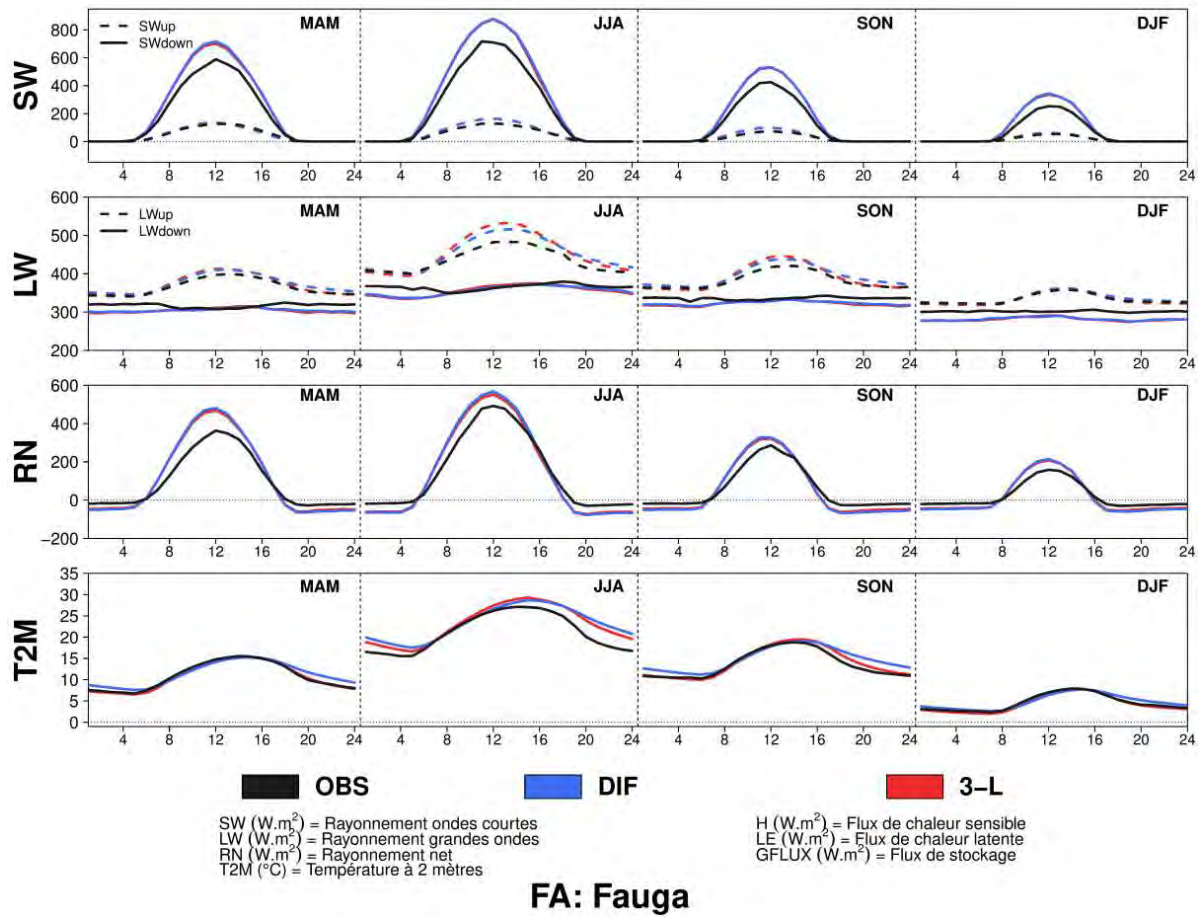


FIGURE C.2: Résultats d'une simulation 1D utilisant les données de surface issue d'EcoclimapI et le forçage atmosphérique observé : cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif (SW, LW, RN, en  $\text{W.m}^{-2}$ ) et énergétique (H, LE, G, en  $\text{W.m}^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres (T2M en  $^{\circ}\text{C}$ ) pour les quatre saisons et pour le site du Fauga.



## D Apport d'un modèle de canopée urbaine

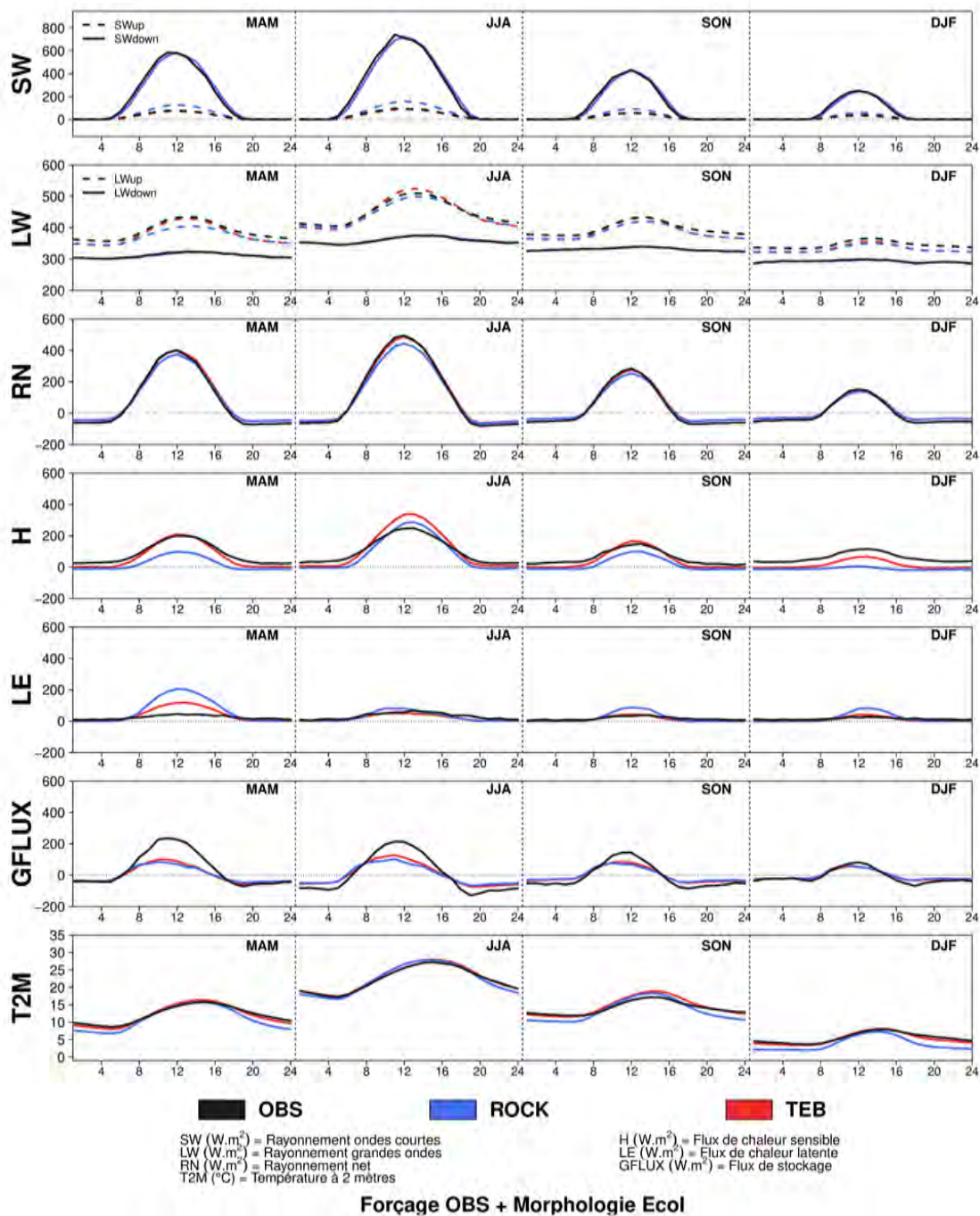


FIGURE D.1: Résultats d'une simulation 1D utilisant les données de surface issue d'Ecoclimate et le forçage atmosphérique observé : cycles diurnes des différentes composantes des bilans radiatif (SW, LW, RN, en  $\text{W.m}^{-2}$ ) et énergétique (H, LE, G, en  $\text{W.m}^{-2}$ ) et cycles diurnes de la température à deux mètres (T2M en °C) pour les quatre saisons et pour le site du Monoprix.

## E Apport d'un schéma de couche limite urbaine

### E.1 Effet de la paramétrisation TEB-SBL

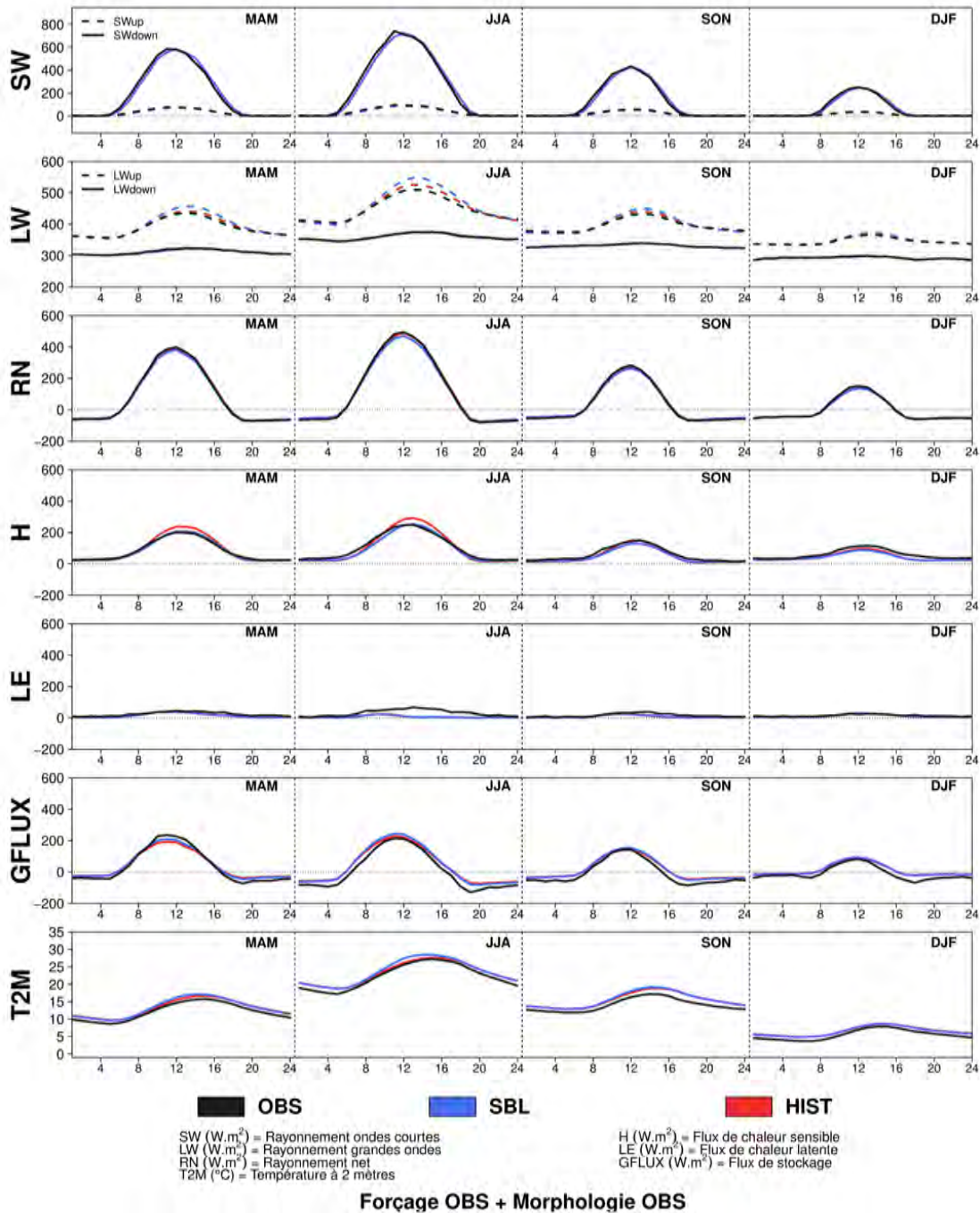


FIGURE E.1: Résultats d'une simulation 1D utilisant les paramètres typo-morphologiques in situ et le forçage atmosphérique in situ pour le site du Monoprix.

## E.2 Effet du modèle AROME

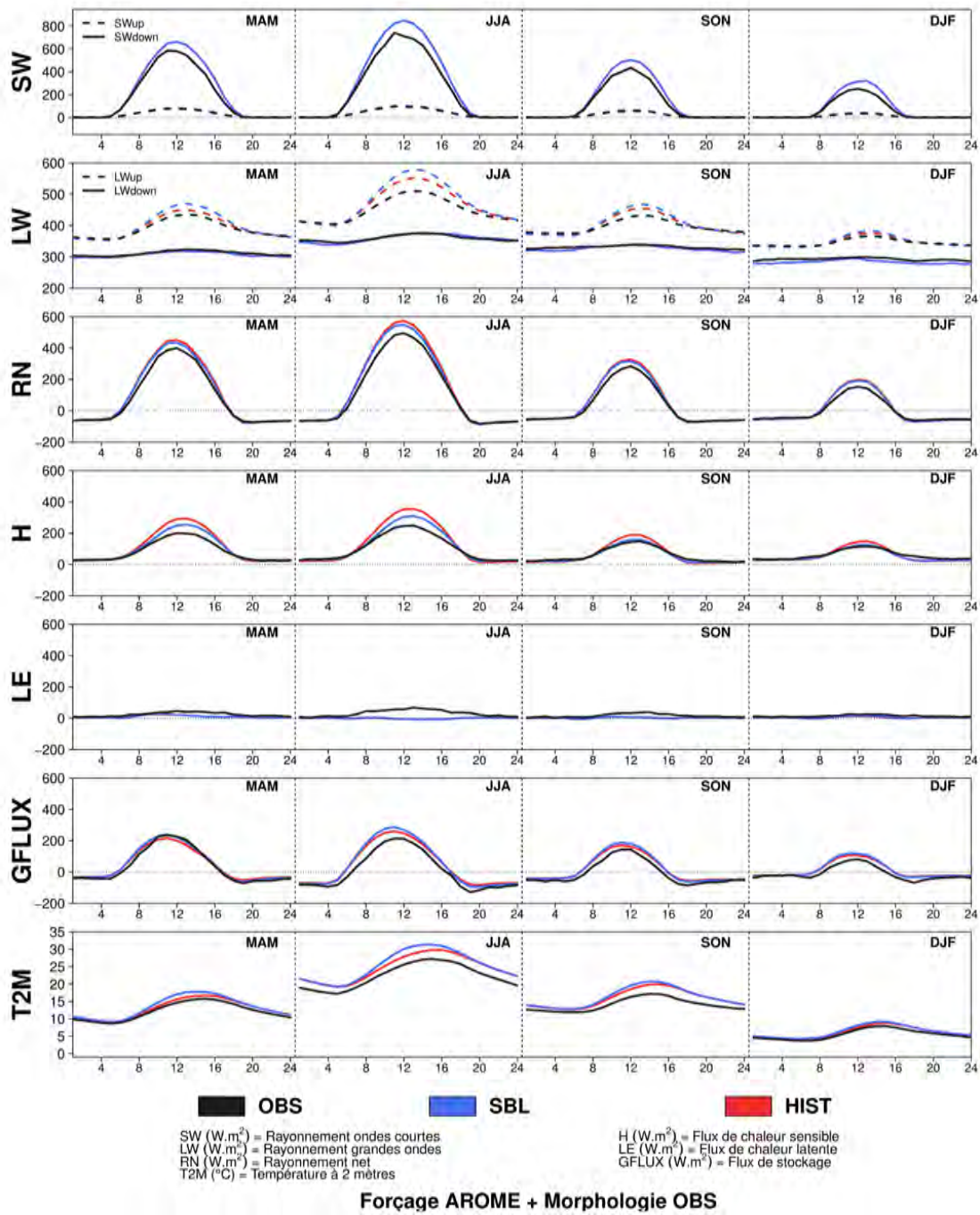


FIGURE E.2: Résultats d'une simulation 1D utilisant les paramètres typo-morphologiques in situ et le forçage atmosphérique d'AROME pour le site du Monoprix.



### E.3 Effet des paramètres de surface Ecoclimap

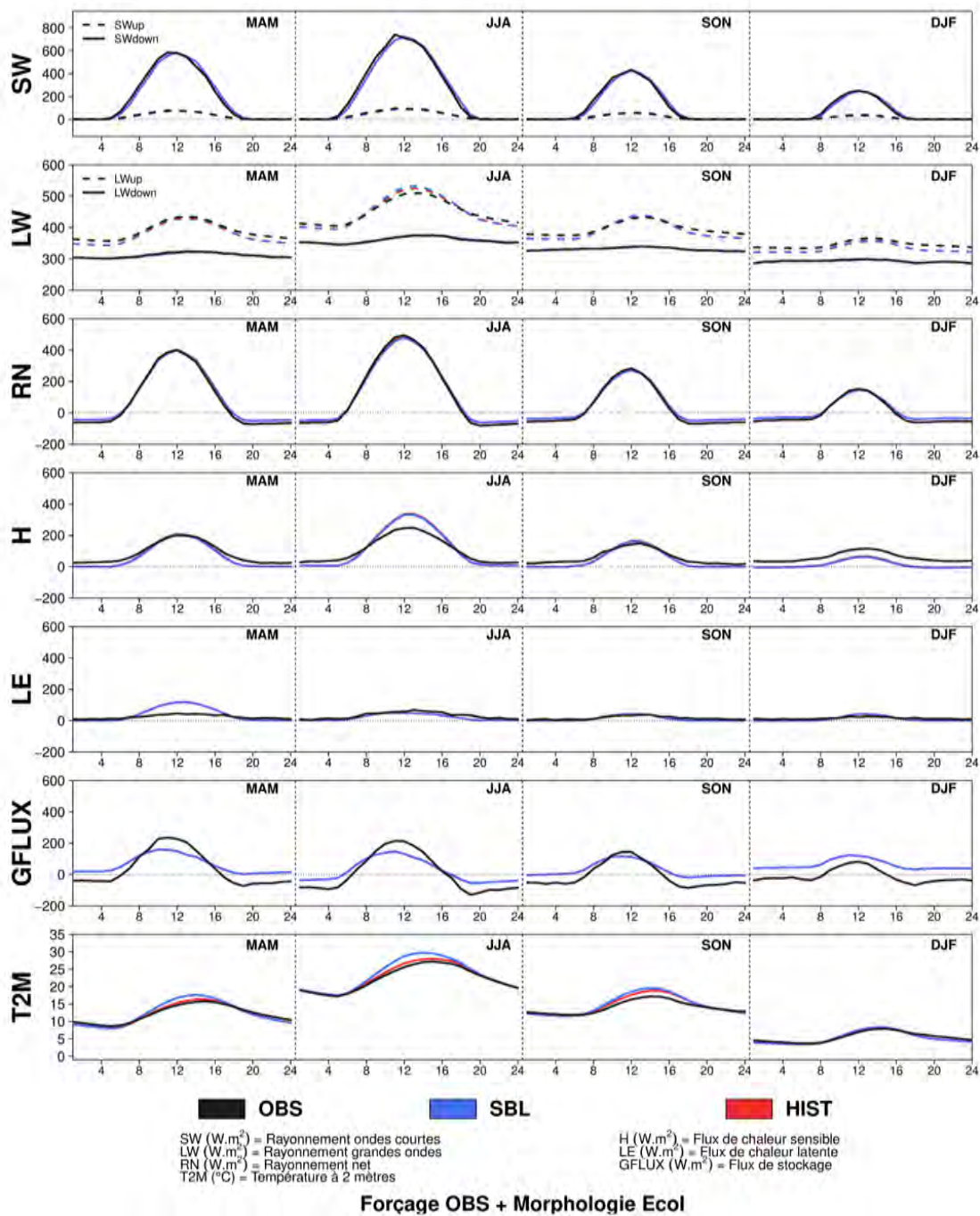


FIGURE E.3: Résultats d'une simulation 1D utilisant les paramètres typo-morphologiques issus d'Eco-climapI et le forçage atmosphérique in situ pour le site du Monoprix.

## E.4 Températures à deux mètres

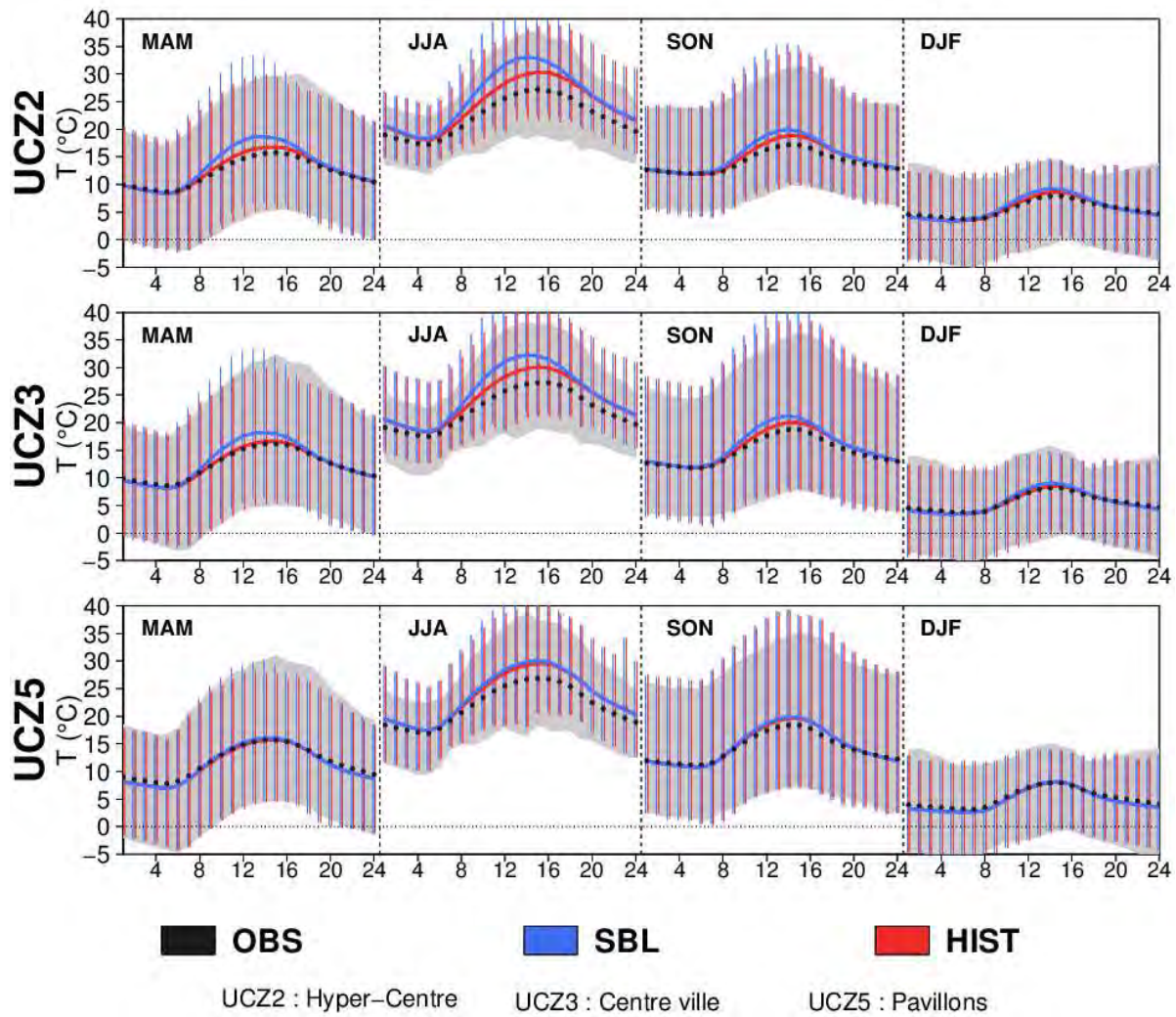


FIGURE E.4: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 et pour les quatre saisons.

## F Apport d'une végétation interactive

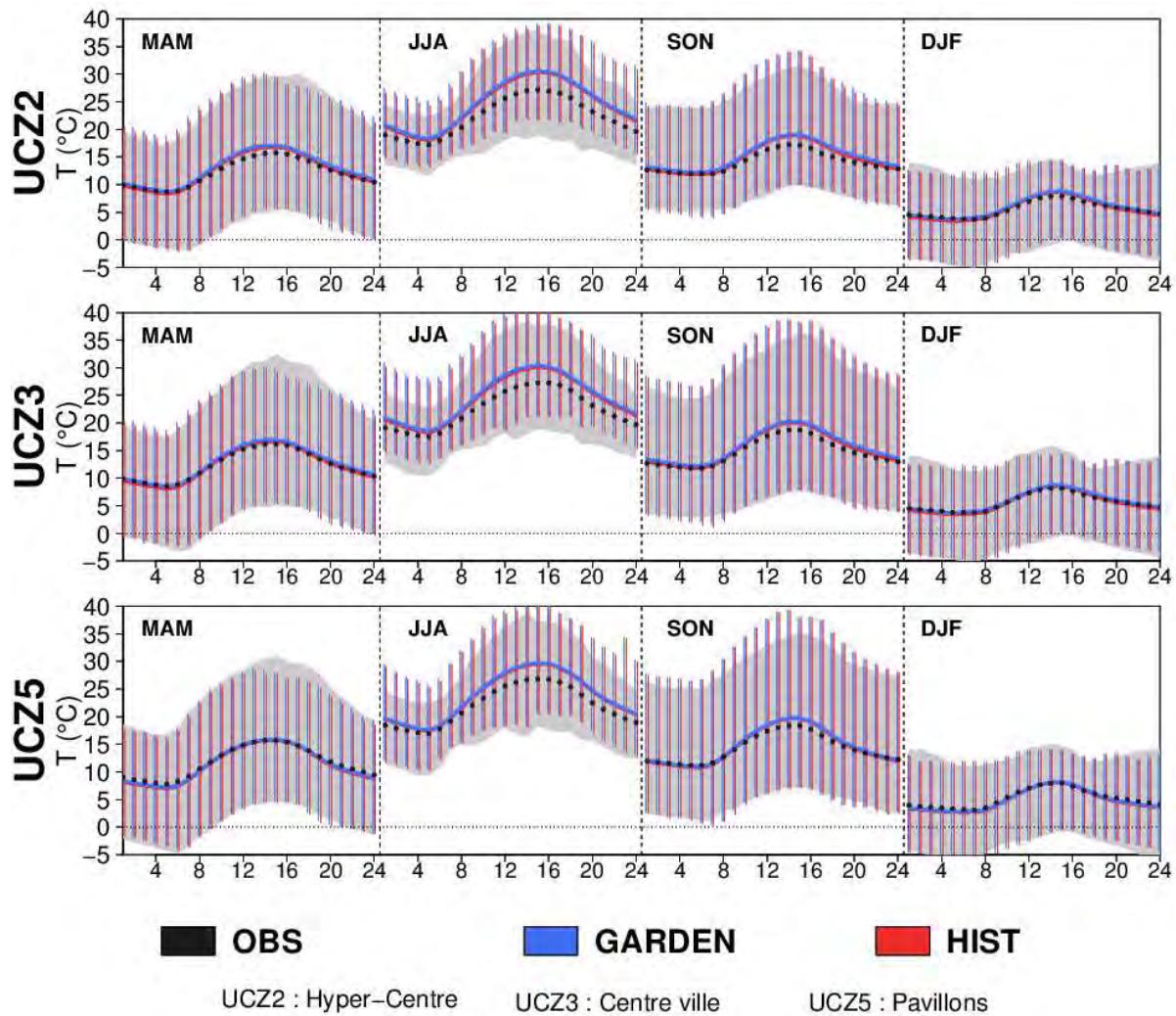


FIGURE F.1: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 et pour les quatre saisons.



## G Apport d'une modélisation de l'énergétique du bâtiment

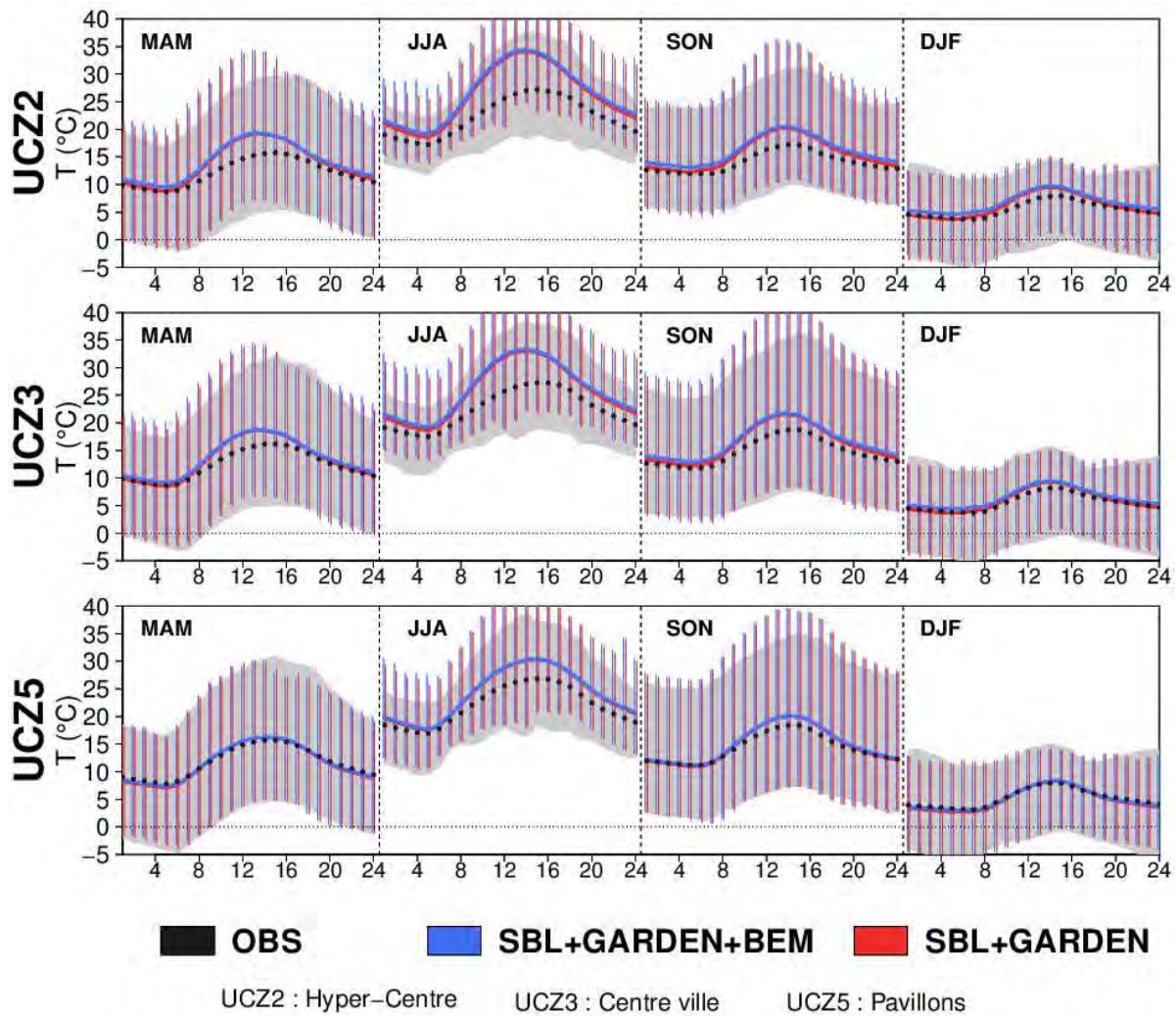


FIGURE G.1: Cycles diurnes moyens de la température à deux mètres ( $T_{2M}$  en  $^{\circ}\text{C}$ ) et leurs variabilités (spatiale et temporelle) pour les UCZ2, UCZ3 et UCZ5 et pour les quatre saisons.



# Bibliographie

- Alonso, M., Fidalgo, M., and Labajo, J. (2007). The urban heat island in salamanca (spain) and its relationship to meteorological parameters. *Climate Research*, 34(1) :39–46.
- Anderson, J. O., Thundiyil, J. G., and Stolbach, A. (2012). Clearing the air : a review of the effects of particulate matter air pollution on human health. *Journal of Medical Toxicology*, 8(2) :166–175.
- Batjes, N. (2009). Harmonized soil profile data for applications at global and continental scales : updates to the wise database. *Soil Use and Management*, 25(2) :124–127.
- Beau, I. and Roehrig, R. (in progress, 2017). Aladinv6.
- Beaulant, A., Lemonsu, A., Somot, S., and Masson, V. (2012). Future heat waves over paris metropolitan area. In *National Security and Human Health Implications of Climate Change*, pages 135–145. Springer.
- Bellard, C., Bertelsmeier, C., Leadley, P., Thuiller, W., and Courchamp, F. (2012). Impacts of climate change on the future of biodiversity. *Ecology letters*, 15(4) :365–377.
- Beniston, M. and Stephenson, D. B. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 44(1) :1–9.
- Berrisford, P., Dee, D., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., and Uppala, S. (2009). The era-interim archive. *ERA report series*, (1) :1–16.
- Best, M. (2005). Representing urban areas within operational numerical weather prediction models. *Boundary-Layer Meteorology*, 114(1) :91–109.
- Best, M. J., Abramowitz, G., Johnson, H., Pitman, A., Balsamo, G., Boone, A., Cuntz, M., Decharme, B., Dirmeyer, P., Dong, J., et al. (2015). The plumbing of land surface models : benchmarking model performance. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3) :1425–1442.
- Boone, A., Calvet, J.-C., and Noilhan, J. (1999). Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 38(11) :1611–1630.

- Boone, A., Decharme, B., Guichard, F., De Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Orgeval, T., Polcher, J., Delire, C., et al. (2009). The amma land surface model intercomparison project (almip). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(12) :1865–1880.
- Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4) :374–394.
- Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., Clark, D., Dirmeyer, P., Fox, S., Gusev, Y., Haddeland, I., Koster, R., Lohmann, D., et al. (2004). The rhone-aggregation land surface scheme intercomparison project : An overview. *Journal of Climate*, 17(1) :187–208.
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9) :1544–1569.
- Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Napoly, A., Jarlan, L., Brun, E., and Decharme, B. (2017). The interactions between soil-biosphere-atmosphere land surface model with a multi-energy balance (isba-meb) option in surfexv8-part 1 : Model description. *Geoscientific Model Development*, 10(2) :843.
- Bougeault, P. (1981). Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. part i : Testing the ensemble cloud relations against numerical data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(11) :2414–2428.
- Brinkmann, W. (2000). Modification of a correlation-based circulation pattern classification to reduce within-type variability of temperature and precipitation. *International Journal of Climatology*, 20(8) :839–852.
- Bröde, P., Fiala, D., Błażejczyk, K., Holmér, I., Jendritzky, G., Kampmann, B., Tinz, B., and Havenith, G. (2012). Deriving the operational procedure for the universal thermal climate index (utci). *International journal of biometeorology*, 56(3) :481–494.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J. (2016). Improvement of the forecast of convective activity from the arome-france system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699) :2231–2243.
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., and Geleyn, J.-F. (1995). Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the arpege/aladin nwp system. *Monthly Weather Review*, 123(2) :515–535.
- Bubnová, R., Horányi, A., and Malardel, S. (1993). International project arpege/aladin. *EWGLAM newsletter*, 22 :117–130.

- Bueno, B., Pigeon, G., Norford, L., Zibouche, K., and Marchadier, C. (2012). Development and evaluation of a building energy model integrated in the teb scheme.
- Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olios, A., and Wigneron, J.-P. (1998). An interactive vegetation svat model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(2) :73–95.
- Champeaux, J., Masson, V., and Chauvin, F. (2005). Ecoclimap : a global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorological Applications*, 12(1) :29–32.
- Chauveau, M., Chazot, S., Perrin, C., Bourgin, P.-Y., Sauquet, E., Vidal, J.-P., Rouchy, N., Martin, E., David, J., Norotte, T., et al. (2013). Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en france à l’horizon 2070 ? *La Houille Blanche*, (4) :5–15.
- Chen, F., Kusaka, H., Bornstein, R., Ching, J., Grimmond, C., Grossman-Clarke, S., Loridan, T., Manning, K. W., Martilli, A., Miao, S., et al. (2011). The integrated wrf/urban modelling system : development, evaluation, and applications to urban environmental problems. *International Journal of Climatology*, 31(2) :273–288.
- Chow, W. T. and Roth, M. (2006). Temporal dynamics of the urban heat island of singapore. *International Journal of climatology*, 26(15) :2243–2260.
- Christensen, J. H., Carter, T. R., Rummukainen, M., and Amanatidis, G. (2007). Evaluating the performance and utility of regional climate models : the prudence project. *Climatic Change*, 81 :1–6.
- Christensen, J. H. and Christensen, O. B. (2003). Climate modelling : severe summertime flooding in europe. *Nature*, 421(6925) :805–806.
- Colin, J. (2011). *Étude des événements précipitants intenses en méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Colin, J., Déqué, M., Radu, R., and Somot, S. (2010). Sensitivity study of heavy precipitation in limited area model climate simulations : influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus A*, 62(5) :591–604.
- Crawley, D. B., Lawrie, L. K., Winkelmann, F. C., Buhl, W. F., Huang, Y. J., Pedersen, C. O., Strand, R. K., Liesen, R. J., Fisher, D. E., Witte, M. J., et al. (2001). Energyplus : creating a new-generation building energy simulation program. *Energy and buildings*, 33(4) :319–331.

- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562) :1–30.
- Daniel, M., Lemonsu, A., and Viguié, V. (2016). Role of watering practices in large-scale urban planning strategies to face the heat-wave risk in future climate. *Urban Climate*.
- Davies, H. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432) :405–418.
- De Munck, C. (2013). *Modélisation de la végétation urbaine et des stratégies d’adaptation au changement climatique pour l’amélioration du confort climatique et de la demande énergétique en ville*. PhD thesis.
- De Munck, C., Lemonsu, A., Bouzouidja, R., Masson, V., and Claverie, R. (2013). The greenroof module (v7. 3) for modelling green roof hydrological and energetic performances within teb. *Geoscientific Model Development*, 6(6) :1941–1960.
- de Munck, C., Pigeon, G., Masson, V., Meunier, F., Bousquet, P., Tréméac, B., Merchat, M., Poeuf, P., and Marchadier, C. (2013). How much can air conditioning increase air temperatures for a city like paris, france? *International Journal of Climatology*, 33(1) :210–227.
- Deardorff, J. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 83(C4) :1889–1903.
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D20).
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., and Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern eurasian soil temperature profiles simulated by the isba land surface model. *The Cryosphere*, 10(2) :853–877.
- Decharme, B. and Douville, H. (2006). Introduction of a sub-grid hydrology in the isba land surface model. *Climate dynamics*, 26(1) :65–78.
- Decharme, B., Martin, E., and Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(14) :7819–7834.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The era-interim reanalysis : Configuration and



- performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656) :553–597.
- Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994). The arpege/ifs atmosphere model : a contribution to the french community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4) :249–266.
- Déqué, M. and Piedelievre, J. P. (1995). High resolution climate simulation over europe. *Climate dynamics*, 11(6) :321–339.
- Donier, S., Seity, Y., Faroux, S., and Masson, V. (2012). Evaluation of the impact of the use of the ecoclimap2 database on arome operational forecasts.
- Douville, H., Royer, J.-F., and Mahfouf, J.-F. (1995). A new snow parameterization for the meteo-france climate model. *Climate Dynamics*, 12(1) :21–35.
- Dupont, E., Menut, L., Carissimo, B., Pelon, J., and Flamant, P. (1999). Comparison between the atmospheric boundary layer in paris and its rural suburbs during the eclip experiment. *Atmospheric Environment*, 33(6) :979–994.
- Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarch, G., Lesaffre, B., and Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, 18(1) :65–71.
- Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., and Martin, E. (1999). A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 45(151) :469–484.
- Déqué, M. (2007). Frequency of precipitation and temperature extremes over france in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57(1) :16–26.
- Essery, R., Best, M., Betts, R., Cox, P. M., and Taylor, C. M. (2003). Explicit representation of subgrid heterogeneity in a gcm land surface scheme. *Journal of Hydrometeorology*, 4(3) :530–543.
- Etchevers, P., Durand, Y., Habets, F., Martin, E., and Noilhan, J. (2001). Impact of spatial resolution on the hydrological simulation of the durance high-alpine catchment, france. *Annals of Glaciology*, 32(1) :87–92.
- Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., et al. (2004). Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (snowmip project). *Annals of Glaciology*, 38(1) :150–158.
- Fairall, C., Bradley, E. F., Hare, J., Grachev, A., and Edson, J. (2003). Bulk parameterization of air–sea fluxes : Updates and verification for the coare algorithm. *Journal of climate*, 16(4) :571–591.

- Fairbairn, D., Barbu, A., Napoly, A., Albergel, C., Mahfouf, J., and Calvet, J. (2016). Integrated validation of assimilating satellite derived observations over france using a hydrological model. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi, 10.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Moigne, P. L. (2013). Ecoclimate-europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :563–582.
- Feser, F., Rockel, B., von Storch, H., Winterfeldt, J., and Zahn, M. (2011). Regional climate models add value to global model data : a review and selected examples. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(9) :1181–1192.
- Fiala, D., Havenith, G., Bröde, P., Kampmann, B., and Jendritzky, G. (2012). Utci-fiala multi-node model of human heat transfer and temperature regulation. *International journal of biometeorology*, 56(3) :429–441.
- Flagg, D. and Taylor, P. (2011). Sensitivity of mesoscale model urban boundary layer meteorology to the scale of urban representation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(6) :2951–2972.
- Fowler, H. J., Blenkinsop, S., and Tebaldi, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies : recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International journal of climatology*, 27(12) :1547–1578.
- Früh, B., Becker, P., Deutschländer, T., Hessel, J.-D., Kossmann, M., Mieskes, I., Namyslo, J., Roos, M., Sievers, U., Steigerwald, T., et al. (2011). Estimation of climate-change impacts on the urban heat load using an urban climate model and regional climate projections. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(1) :167–184.
- Fujibe, F. (2009). Detection of urban warming in recent temperature trends in japan. *International Journal of Climatology*, 29(12) :1811–1822.
- Garratt, J. (1994). Incoming shortwave fluxes at the surface—a comparison of gcm results with observations. *Journal of climate*, 7(1) :72–80.
- Gartland, L. M. (2012). *Heat islands : understanding and mitigating heat in urban areas*. Routledge.
- GIEC (2014). Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse. contribution des groupes de travail i, ii et iii au cinquième rapport d’évaluation du groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat. [Sous la direction de l’équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]. GIEC, Genève, Suisse, 161 p.

- Gilgen, H. and Ohmura, A. (1999). The global energy balance archive. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(5) :831–850.
- Giorgi, F. (1990). Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3(9) :941–963.
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical research letters*, 33(8).
- Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J., and Stoffel, M. (2014). 21st century climate change in the european alps—a review. *Science of the Total Environment*, 493 :1138–1151.
- Grimmond, C., Blackett, M., Best, M., Baik, J.-J., Belcher, S., Beringer, J., Bohnenstengel, S., Calmet, I., Chen, F., Coutts, A., et al. (2011). Initial results from phase 2 of the international urban energy balance model comparison. *International Journal of Climatology*, 31(2) :244–272.
- Grimmond, C., Blackett, M., Best, M., Barlow, J., Baik, J., Belcher, S., Bohnenstengel, S., Calmet, I., Chen, F., Dandou, A., et al. (2010). The international urban energy balance models comparison project : first results from phase 1. *Journal of applied meteorology and climatology*, 49(6) :1268–1292.
- Grimmond, C. and Oke, T. R. (1999). Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *Journal of applied meteorology*, 38(9) :1262–1292.
- Grimmond, C. and Oke, T. R. (2002). Turbulent heat fluxes in urban areas : observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (lumps). *Journal of Applied Meteorology*, 41(7) :792–810.
- Guérémy, J. (2011). A continuous buoyancy based convection scheme : one-and three-dimensional validation. *Tellus A*, 63(4) :687–706.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.-L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., et al. (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6).
- Habets, F., Boone, A., and Noilhan, J. (2003). Simulation of a scandinavian basin using the diffusion transfer version of isba. *Global and Planetary Change*, 38(1) :137–149.
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J., Lacarrere, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., and Vidal-Madjar, D. (1999a). The isba surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the hapex-mobilhy area : Part i : Model and database. *Journal of Hydrology*, 217(1) :75–96.

- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J., Lacarrere, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., and Vidal-Madjar, D. (1999b). The isba surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the hapex-mobilhy area : Part ii : Simulation of streamflows and annual water budget. *Journal of Hydrology*, 217(1) :97–118.
- Hallegatte, S., Hourcade, J.-C., and Ambrosi, P. (2007). Using climate analogues for assessing climate change economic impacts in urban areas. *Climatic change*, 82(1-2) :47–60.
- Hamdi, R. (2010). Estimating urban heat island effects on the temperature series of uccle (brussels, belgium) using remote sensing data and a land surface scheme. *Remote Sensing*, 2(12) :2773–2784.
- Hamdi, R., Degrauwe, D., Duerinckx, A., Cedilnik, J., Costa, V., Dalkilic, T., Essaouini, K., Jerczynski, M., Kocaman, F., Kullmann, L., et al. (2014a). Evaluating the performance of surfexv5 as a new land surface scheme for the aladinc36 and alaro-0 models. *Geoscientific Model Development*, 7(1) :23.
- Hamdi, R., Giot, O., De Troch, R., Deckmyn, A., and Termonia, P. (2015). Future climate of brussels and paris for the 2050s under the a1b scenario. *Urban Climate*, 12 :160–182.
- Hamdi, R. and Masson, V. (2008). Inclusion of a drag approach in the town energy balance (teb) scheme : Offline 1d evaluation in a street canyon. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(10) :2627–2644.
- Hamdi, R., Vyver, H., Troch, R., and Termonia, P. (2014b). Assessment of three dynamical urban climate downscaling methods : Brussels’s future urban heat island under an a1b emission scenario. *International Journal of Climatology*, 34(4) :978–999.
- Haugen, J. E. and Machenhauer, B. (1993). A spectral limited-area model formulation with time-dependent boundary conditions applied to the shallow-water equations. *Monthly Weather Review*, 121(9) :2618–2630.
- Hendel, M., Colombert, M., Diab, Y., and Royon, L. (2015). An analysis of pavement heat flux to optimize the water efficiency of a pavement-watering method. *Applied Thermal Engineering*, 78 :658–669.
- Hidalgo, J., Masson, V., and Baehr, C. (2015). From daily climatic scenarios to hourly atmospheric forcing fields to force soil-vegetation-atmosphere transfer models. *Circulation Weather types as a tool in atmospheric, climate and environmental research*, page 72.
- Hidalgo, J., Pigeon, G., and Masson, V. (2008). Urban-breeze circulation during the capitoul experiment : observational data analysis approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 102(3) :223–241.

- Houet, T. and Pigeon, G. (2011). Mapping urban climate zones and quantifying climate behaviors—an application on toulouse urban area (france). *Environmental pollution*, 159(8) :2180–2192.
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C. A. (2001). *Climate change 2001 : the scientific basis*. The Press Syndicate of the University of Cambridge.
- Hua, L., Ma, Z., and Guo, W. (2008). The impact of urbanization on air temperature across china. *Theoretical and Applied Climatology*, 93(3-4) :179–194.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., et al. (2014). Euro-cordex : new high-resolution climate change projections for european impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2) :563–578.
- Kalnay, E. and Cai, M. (2003). Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, 423(6939) :528–531.
- Kondo, H., Genchi, Y., Kikegawa, Y., Ohashi, Y., Yoshikado, H., and Komiyama, H. (2005). Development of a multi-layer urban canopy model for the analysis of energy consumption in a big city : Structure of the urban canopy model and its basic performance. *Boundary-Layer Meteorology*, 116(3) :395–421.
- Kouunkou-Arnaud, R., Desplat, J., Lemonsu, A., and Salagnac, J.-L. (2014). Epicea : étude des impacts du changement climatique à paris. *Rubrique : Changement climatique*.
- Krayenhoff, E. S. (2015). *A multi-layer urban canopy model for neighbourhoods with trees*. PhD thesis, University of British Columbia.
- Kusaka, H., Chen, F., Tewari, M., Dudhia, J., Gill, D. O., Duda, M. G., Wang, W., and Miya, Y. (2012a). Numerical simulation of urban heat island effect by the wrf model with 4-km grid increment : an inter-comparison study between the urban canopy model and slab model. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90 :33–45.
- Kusaka, H., Hara, M., and Takane, Y. (2012b). Urban climate projection by the wrf model at 3-km horizontal grid increment : dynamical downscaling and predicting heat stress in the 2070’s august for tokyo, osaka, and nagoya metropolises. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 90 :47–63.
- Kusaka, H., Kondo, H., Kikegawa, Y., and Kimura, F. (2001). A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models : comparison with multi-layer and slab models. *Boundary-Layer Meteorology*, 101(3) :329–358.

- Kusaka, H., Nawata, K., Suzuki-Parker, A., Takane, Y., and Furuhashi, N. (2014). Mechanism of precipitation increase with urbanization in tokyo as revealed by ensemble climate simulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(4) :824–839.
- Laaidi, K., Zeghnoun, A., Dousset, B., Bretin, P., Vandentorren, S., Giraudet, E., and Beaudeau, P. (2012). The impact of heat islands on mortality in paris during the august 2003 heat wave. *Environmental health perspectives*, 120(2) :254.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., et al. (1998). The meso-nh atmospheric simulation system. part i : Adiabatic formulation and control simulations. In *Annales Geophysicae*, volume 16, pages 90–109. Springer.
- Lai, L.-W. and Cheng, W.-L. (2009). Air quality influenced by urban heat island coupled with synoptic weather patterns. *Science of the total environment*, 407(8) :2724–2733.
- Lamphey, B., Barron, E., and Pollard, D. (2005). Impacts of agriculture and urbanization on the climate of the northeastern united states. *Global and Planetary Change*, 49(3) :203–221.
- Landsberg, H. E. (1981). *The urban climate*, volume 28. Academic press.
- Le Bras, J. and Masson, V. (2015). A fast and spatialized urban weather generator for long-term urban studies at the city-scale. *Frontiers in Earth Science*, 3 :27.
- Le Moigne, P. (2002). Description de l’analyse des champs de surface sur la france par le système safran. *Note de centre GMME, Météo-France*, pages 1–30.
- Ledoux, E., Girard, G., De Marsily, G., Villeneuve, J., and Deschenes, J. (1989). Spatially distributed modeling : conceptual approach, coupling surface water and groundwater. In *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, pages 435–454. Springer.
- Leduc, M. and Laprise, R. (2009). Regional climate model sensitivity to domain size. *Climate Dynamics*, 32(6) :833–854.
- Lee, S.-H. and Park, S.-U. (2008). A vegetated urban canopy model for meteorological and environmental modelling. *Boundary-Layer Meteorology*, 126(1) :73–102.
- Lemonsu, A., Belair, S., and Mailhot, J. (2009). The new canadian urban modelling system : Evaluation for two cases from the joint urban 2003 oklahoma city experiment. *Boundary-layer meteorology*, 133(1) :47–70.
- Lemonsu, A., Bélair, S., Mailhot, J., and Leroyer, S. (2010). Evaluation of the town energy balance model in cold and snowy conditions during the montreal urban snow experiment 2005. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(3) :346–362.



- Lemonsu, A., Grimmond, C., and Masson, V. (2004). Modeling the surface energy balance of the core of an old mediterranean city : Marseille. *Journal of Applied Meteorology*, 43(2) :312–327.
- Lemonsu, A., Kouunkou-Arnaud, R., Desplat, J., Salagnac, J.-L., and Masson, V. (2013). Evolution of the parisian urban climate under a global changing climate. *Climatic change*, 116(3-4) :679–692.
- Lemonsu, A., Masson, V., and Berthier, E. (2007). Improvement of the hydrological component of an urban soil–vegetation–atmosphere–transfer model. *Hydrological processes*, 21(16) :2100–2111.
- Lemonsu, A., Masson, V., Shashua-Bar, L., Erell, E., and Pearlmutter, D. (2012). Inclusion of vegetation in the town energy balance model for modelling urban green areas. *Geoscientific Model Development*, 5(6) :1377.
- Lemonsu, A., Vigié, V., Daniel, M., and Masson, V. (2015). Vulnerability to heat waves : Impact of urban expansion scenarios on urban heat island and heat stress in paris (france). *Urban Climate*, 14 :586–605.
- Li, D. and Bou-Zeid, E. (2013). Synergistic interactions between urban heat islands and heat waves : the impact in cities is larger than the sum of its parts. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(9) :2051–2064.
- Li, D. and Shine, K. (1995). A 4-dimensional ozone climatology for ugamp models. *UGAMP Internal Rep*, 35 :35.
- Li, Z. and Moreau, L. (1996). Alteration of atmospheric solar absorption by clouds : Simulation and observation. *Journal of Applied Meteorology*, 35(5) :653–670.
- Liu, Z., He, C., Zhou, Y., and Wu, J. (2014). How much of the world’s land has been urbanized, really ? a hierarchical framework for avoiding confusion. *Landscape Ecology*, 29(5) :763–771.
- Lopez, P. (2002). Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579) :229–257.
- Lott, F. and Miller, M. J. (1997). A new subgrid-scale orographic drag parametrization : Its formulation and testing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(537) :101–127.
- Martilli, A., Clappier, A., and Rotach, M. W. (2002). An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models. *Boundary-Layer Meteorology*, 104(2) :261–304.
- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3) :357–397.

- Masson, V. (2006). Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities. *Theoretical and applied climatology*, 84(1-3) :35–45.
- Masson, V., Bonhomme, M., Salagnac, J.-L., Briottet, X., and Lemonsu, A. (2014). Solar panels reduce both global warming and urban heat island. *Frontiers in Environmental Science*, 2 :14.
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of climate*, 16(9) :1261–1282.
- Masson, V., Gomes, L., Pigeon, G., Liousse, C., Pont, V., Lagouarde, J.-P., Voogt, J., Salmond, J., Oke, T., Hidalgo, J., et al. (2008). The canopy and aerosol particles interactions in toulouse urban layer (capitoul) experiment. *Meteorology and atmospheric physics*, 102(3-4) :135.
- Masson, V., Grimmond, C. S. B., and Oke, T. R. (2002). Evaluation of the town energy balance (teb) scheme with direct measurements from dry districts in two cities. *Journal of applied meteorology*, 41(10) :1011–1026.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013a). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6 :929–960.
- Masson, V., Lion, Y., Peter, A., Pigeon, G., Buyck, J., and Brun, E. (2013b). “grand paris” : regional landscape change to adapt city to climate warming. *Climatic Change*, 117(4) :769–782.
- Masson, V. and Seity, Y. (2009). Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(7) :1377–1397.
- McCarthy, M., Harpham, C., Goodess, C., and Jones, P. (2012). Simulating climate change in uk cities using a regional climate model, hadrm3. *International Journal of Climatology*, 32(12) :1875–1888.
- McDonald, R. I., Green, P., Balk, D., Fekete, B. M., Revenga, C., Todd, M., and Montgomery, M. (2011). Urban growth, climate change, and freshwater availability. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(15) :6312–6317.
- Meehl, G. A. and Tebaldi, C. (2004). More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 305(5686) :994–997.
- Memon, R. A. and Leung, D. Y. (2010). Impacts of environmental factors on urban heating. *Journal of Environmental Sciences*, 22(12) :1903–1909.

- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D14) :16663–16682.
- Moisselin, J.-M., Schneider, M., and Canellas, C. (2002). Les changements climatiques en france au xxè siècle. etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations.
- Morcrette, J.-J. (1991). Radiation and cloud radiative properties in the european centre for medium range weather forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 96(D5) :9121–9132.
- Morris, C., Simmonds, I., and Plummer, N. (2001). Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city. *Journal of Applied Meteorology*, 40(2) :169–182.
- Nabat, P. (2014). *Intérazions aérosols-rayonnement-nuages et variabilité climatique en méditerranée-Approche par la modelisation régionale couplée*. PhD thesis, École Doctorale Sciences de l’univers, de l’environnement et de l’espace (Toulouse) ; 159341302.
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Chiapello, I., Morcrette, J., Solmon, F., Szopa, S., Dulac, F., Collins, W., Ghan, S., et al. (2013). A 4-d climatology (1979-2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(5) :1287.
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sanchez-Lorenzo, A., and Wild, M. (2014). Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing euro-mediterranean climate since 1980. *Geophysical Research Letters*, 41(15) :5605–5611.
- Napoly, A., Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Martin, E., Seferian, R., Carrer, D., Decharme, B., and Jarlan, L. (2017). The interactions between soil–biosphere–atmosphere (isba) land surface model multi-energy balance (meb) option in surfexv8–part 2 : Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites. *Geoscientific Model Development*, 10(4) :1621.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1-4) :145–159.
- Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3) :536–549.

- Offerle, B., Grimmond, C. S. B., and Fortuniak, K. (2005a). Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central european city centre. *International Journal of Climatology*, 25(10) :1405–1419.
- Offerle, B., Jonsson, P., Eliasson, I., and Grimmond, C. (2005b). Urban modification of the surface energy balance in the west african sahel : Ouagadougou, burkina faso. *Journal of Climate*, 18(19) :3983–3995.
- Ohmura, A. and Gilgen, H. (1993). Re-evaluation of the global energy balance. *Interactions Between Global Climate Subsystems the Legacy of Hann*, pages 93–110.
- Oke, T. and Cleugh, H. (1987). Urban heat storage derived as energy balance residuals. *Boundary-Layer Meteorology*, 39(3) :233–245.
- Oke, T. R. (1973). City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment (1967)*, 7(8) :769–779.
- Oke, T. R. (1976). The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, 14(4) :268–277.
- Oke, T. R. (1981). Canyon geometry and the nocturnal urban heat island : comparison of scale model and field observations. *International Journal of Climatology*, 1(3) :237–254.
- Oke, T. R. et al. (2004). Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites.
- Oleson, K. W., Bonan, G. B., Feddema, J., Vertenstein, M., and Grimmond, C. (2008). An urban parameterization for a global climate model. part i : Formulation and evaluation for two cities. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(4) :1038–1060.
- Parker, D. E. (2010). Urban heat island effects on estimates of observed climate change. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 1(1) :123–133.
- Peng, S., Piao, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Ottle, C., Bréon, F.-M., Nan, H., Zhou, L., and Myneni, R. B. (2011). Surface urban heat island across 419 global big cities. *Environmental science & technology*, 46(2) :696–703.
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., and Couvreux, F. (2009). A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-layer meteorology*, 132(1) :83–106.
- Pigeon, G. (2007). *Les échanges surface-atmosphère en zone urbaine-projets CLU-ESCOMPTE et CAPITOUL*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.

- Pigeon, G., Legain, D., Durand, P., and Masson, V. (2007). Anthropogenic heat release in an old european agglomeration (toulouse, france). *International Journal of Climatology*, 27(14) :1969–1981.
- Pigeon, G., Moscicki, M. A., Voogt, J. A., and Masson, V. (2008). Simulation of fall and winter surface energy balance over a dense urban area using the teb scheme. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 102(3) :159–171.
- Pigeon, G., Zibouche, K., Bueno, B., Le Bras, J., and Masson, V. (2014). Improving the capabilities of the town energy balance model with up-to-date building energy simulation algorithms : an application to a set of representative buildings in paris. *Energy and Buildings*, 76 :1–14.
- Pinty, J. and Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. In *Conf. on Cloud Physics*, pages 217–220. Amer. Meteor. Soc Everett, WA.
- Piringer, M., Grimmond, C., Joffre, S., Mestayer, P., Middleton, D., Rotach, M., Baklanov, A., De Ridder, K., Ferreira, J., Guilloteau, E., et al. (2002). Investigating the surface energy balance in urban areas—recent advances and future needs. *Water, Air and Soil Pollution : Focus*, 2(5-6) :1–16.
- Piriou, J.-M., Redelsperger, J.-L., Geleyn, J.-F., Lafore, J.-P., and Guichard, F. (2007). An approach for convective parameterization with memory : Separating microphysics and transport in grid-scale equations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(11) :4127–4139.
- Porritt, S. M., Cropper, P. C., Shao, L., and Goodier, C. I. (2012). Ranking of interventions to reduce dwelling overheating during heat waves. *Energy and Buildings*, 55 :16–27.
- Prein, A., Gobiet, A., Truhetz, H., Keuler, K., Goergen, K., Teichmann, C., Maule, C. F., Van Meijgaard, E., Déqué, M., Nikulin, G., et al. (2016). Precipitation in the euro-cordex 0.11° and 0.44° simulations : high resolution, high benefits ? *Climate dynamics*, 46(1-2) :383–412.
- Quintana-Segui, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the safran analysis over france. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(1) :92–107.
- Redon, E. C., Lemonsu, A., Masson, V., Morille, B., and Musy, M. (2017). Implementation of street trees within the solar radiative exchange parameterization of teb in surfex v8. 0. *Geoscientific Model Development*, 10(1) :385.

- Ritter, B. and Geleyn, J.-F. (1992). A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, 120(2) :303–325.
- Rousset Regimbeau, F. (2007). *Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application à la prévision d'ensemble des débits*. PhD thesis, Toulouse 3.
- Rutter, N., Essery, R., Pomeroy, J., Altimir, N., Andreadis, K., Baker, I., Barr, A., Bartlett, P., Boone, A., Deng, H., et al. (2009). Evaluation of forest snow processes models (snowmip2). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D6).
- Ryu, Y.-H., Baik, J.-J., and Lee, S.-H. (2011). A new single-layer urban canopy model for use in mesoscale atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(9) :1773–1794.
- Sanchez-Gomez, E., Somot, S., and Déqué, M. (2009). Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over europe-atlantic during the period 1961–2000. *Climate Dynamics*, 33(5) :723–736.
- Sanchez-Lorenzo, A., Wild, M., and Trentmann, J. (2013). Validation and stability assessment of the monthly mean cm saf surface solar radiation dataset over europe against a homogenized surface dataset (1983–2005). *Remote sensing of environment*, 134 :355–366.
- Santamouris, M. and Kolokotsa, D. (2013). Passive cooling dissipation techniques for buildings and other structures : The state of the art. *Energy and Buildings*, 57 :74–94.
- Santiago, J. and Martilli, A. (2010). A dynamic urban canopy parameterization for mesoscale models based on computational fluid dynamics reynolds-averaged navier–stokes microscale simulations. *Boundary-layer meteorology*, 137(3) :417–439.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The arome-france convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991.
- Seto, K. C., Fragkias, M., Güneralp, B., and Reilly, M. K. (2011). A meta-analysis of global urban land expansion. *PloS one*, 6(8) :e23777.
- Shashua-Bar, L., Pearlmutter, D., and Erell, E. (2009). The cooling efficiency of urban landscape strategies in a hot dry climate. *Landscape and Urban Planning*, 92(3) :179–186.
- Shepherd, J. M., Carter, M., Manyin, M., Messen, D., and Burian, S. (2010). The impact of urbanization on current and future coastal precipitation : a case study for houston. *Environment and planning B : Planning and Design*, 37(2) :284–304.



- Singla, S. (2012). *Prévisibilité des ressources en eau à l'échelle saisonnière en France*. PhD thesis, INPT.
- Stewart, I. D. (2011). *Redefining the urban heat island*. PhD thesis, University of British Columbia.
- Stewart, I. D. and Oke, T. R. (2012). Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12) :1879–1900.
- Stone, B. (2007). Urban and rural temperature trends in proximity to large us cities : 1951–2000. *International Journal of Climatology*, 27(13) :1801–1807.
- Tabary, P., Dupuy, P., L’Henaff, G., Gueguen, C., Moulin, L., Laurantin, O., Merlier, C., and Soubeyrou, J.-M. (2012). A 10-year (1997—2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over france : methodology and first results. *IAHS-AISH publication*, pages 255–260.
- Taha, H. (1997). Urban climates and heat islands : albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and buildings*, 25(2) :99–103.
- Taha, H. (1999). Modifying a mesoscale meteorological model to better incorporate urban heat storage : A bulk-parameterization approach. *Journal of Applied Meteorology*, 38(4) :466–473.
- Taniguchi, M., Burnett, W. C., and Ness, G. D. (2008). Integrated research on subsurface environments in asian urban areas. *Science of the Total Environment*, 404(2) :377–392.
- Tegen, I., Hollrig, P., Chin, M., Fung, I., Jacob, D., and Penner, J. (1997). Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness : Estimates from model results. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D20) :23895–23915.
- Tornay, N., Schoetter, R., Bonhomme, M., Faraut, S., and Masson, V. (2017). Genius : A methodology to define a detailed description of buildings for urban climate and building energy consumption simulations. *Urban Climate*, 20 :75–93.
- Trusilova, K., Jung, M., Churkina, G., Karstens, U., Heimann, M., and Claussen, M. (2008). Urbanization impacts on the climate in europe : Numerical experiments by the psu–ncar mesoscale model (mm5). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(5) :1442–1455.
- van der Linden, P. and Mitchell, JFB, e. (2009). Ensembles : Climate change and its impacts—summary of research and results from the ensembles project.
- van Vliet, M. T., Franssen, W. H., Yearsley, J. R., Ludwig, F., Haddeland, I., Lettenmaier, D. P., and Kabat, P. (2013). Global river discharge and water temperature under climate change. *Global Environmental Change*, 23(2) :450–464.

- Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the north atlantic : Analysis of precursors and successors. *Monthly weather review*, 118(10) :2056–2081.
- Vautard, R., Yiou, P., D’andrea, F., De Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., Polcher, J., Ciais, P., Kageyama, M., and Fan, Y. (2007). Summertime european heat and drought waves induced by wintertime mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, 34(7).
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., and Soubeyroux, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Journal of Climatology*, 30(11) :1627–1644.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Kitova, N., Najac, J., and Soubeyroux, J.-M. (2012). Evolution of spatio-temporal drought characteristics : validation, projections and effect of adaptation scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(8) :2935–2955.
- Voogt, J. A. (2002). Urban heat island. *Encyclopedia of Global Environmental Change*. Ed. Ted Munn, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 3 :660–666.
- Wang, Z.-H., Bou-Zeid, E., and Smith, J. A. (2013). A coupled energy transport and hydrological model for urban canopies evaluated using a wireless sensor network. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(675) :1643–1657.
- Wilby, R., Charles, S., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., and Mearns, L. (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. *Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change, available from the DDC of IPCC TGCIA*, 27.
- Wilby, R. L. and Wigley, T. (1997). Downscaling general circulation model output : a review of methods and limitations. *Progress in physical geography*, 21(4) :530–548.
- Wild, M., Ohmura, A., Gilgen, H., and Roeckner, E. (1995). Validation of general circulation model radiative fluxes using surface observations. *Journal of climate*, 8(5) :1309–1324.
- Wood, A. W., Leung, L. R., Sridhar, V., and Lettenmaier, D. (2004). Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic change*, 62(1) :189–216.
- Yang, Z., Dominguez, F., Gupta, H., Zeng, X., and Norman, L. (2016). Urban effects on regional climate : A case study in the phoenix and tucson “sun corridor”. *Earth Interactions*, 20(20) :1–25.
- Zhou, Y. and Shepherd, J. M. (2010). Atlanta’s urban heat island under extreme heat conditions and potential mitigation strategies. *Natural Hazards*, 52(3) :639–668.



**Auteur :** Maxime DANIEL

**Titre :** Villes, climat urbain et climat régional sur la France : étude par une approche de modélisation climatique couplée.

**Title :** Cities, urban climate and regional climate over France : study with a coupled climatic modeling approach.

**Directeurs de thèse :** Aude LEMONSU, Michel DÉQUÉ, Valéry MASSON

**Lieu et date de soutenance :** CNRM - Météo France, salle Joël Noilhan, le 17/11/2017

---

**Résumé -** Les villes s'agrandissent, l'artificialisation des sols s'accroît, l'impact des zones urbaines sur les basses couches de l'atmosphère est de plus en plus important. L'utilisation couplée d'un modèle de climat régional et d'un modèle urbain montre que les plus grandes agglomérations françaises induisent toutes un réchauffement de l'air. Elles influencent également le climat de leur environnement à l'échelle régionale, notamment lors de période de canicules. L'étude à plus haute résolution réalisée sur la ville de Toulouse confirme l'importance de la modélisation des villes dans les modèles de climat régionaux. Elle souligne également l'importance des conditions atmosphériques et de la description de l'occupation des sols et des caractéristiques de surface dans la modélisation des processus urbains tel que l'îlot de chaleur urbain.

**Mots clés :** Ville, Climat urbain, Climat régional, Descente d'échelle, Ilot de chaleur urbain.

---

**Abstract -** Cities are expanding, the urbanization is increasing, and the impact of urban areas on the lower layers of the atmosphere is becoming more and more important. The combined use of a regional climate model and an urban model shows that the largest French agglomerations induce a warming of the air. They also influence the climate of their environment on a regional scale, especially during heat waves periods. The study carried out on the city of Toulouse at a high resolution confirms the importance of modeling cities interaction in regional climate models. It also highlights the importance of atmospheric conditions and of land use description and surface parameters when modeling the urban processes such as the urban heat island.

**Keywords :** City, Urban climate, Regional Climate, Downscaling, Urban heat island.

---

**École doctorale et spécialité :** SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

**Unité de Recherche :** Centre National de Recherche Météorologiques (UMR 3589)

42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse